558.105
SOC
v.17
no.1
Geology

Volume 17 Dezembro de 1968 Número 1

Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia

THE LIBRARY OF THE
JUL 16 1971
UNIVERSITY OF ILLINOIS
AT URBANA-CHAMPAIGN

SÃO PAULO — BRASIL

JUL 22 1971
GEOLOGY LIBRARY

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

SEDE

Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo

ALAMEDA GLETE, 463 — CAIXA POSTAL, 8105 — SÃO PAULO, SP

*

DIRETORIA

Presidente: JOSÉ JAYME RODRIGUES BRANCO

Vice-Presidente: GILBERTO OSÓRIO DE ANDRADE

EVARISTO RIBEIRO FILHO

Secretário: ANTÔNIO CARLOS ROCHA-CAMPOS

Tesoureiro: SERGIO MEZZALIRA

Diretor de Publicações: JOSUÉ CAMARGO MENDES

Conselho Consultivo: IRAJÁ DAMIANI PINTO

JOSÉ RAYMUNDO DE ANDRADE RAMOS

SETEMBRINO PETRI

*

A S. B. G. publica um volume anual de seu boletim, que é enviado gratùitamente a seus associados, e às entidades com as quais mantém intercâmbio. Mudanças de enderêço devem ser comunicadas imediatamente à sua Secretaria.

Assinaturas não podem ser aceitas dado o caráter não periódico da publicação. Números avulsos podem ser adquiridos diretamente na Sede da entidade, ou através de carta dirigida à sua Secretaria, acompanhada de cheque pagável em São Paulo, ou de ordem de pagamento. Os preços em vigor são os seguintes:

Número atual:	NCr$	10,00
Número atrasado:	NCr$	15,00
Preços para o exterior:	NCr$	20,00

*

Êste volume foi impresso mediante auxílio financeiro concedido pelo CONSELHO NACIONAL DE PESQUISAS

BOLETIM
DA
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

VOLUME 17 • DEZEMBRO DE 1968 • NÚMERO 1

íNDICE

Radiometric age determinations from Northern Brazil
Por *Fernando Flavio Marques de Almeida, Geraldo Conrado Melcher, Umberto G. Cordani, Koji Kawashita* e *Paul Vandoros* 3

Notas sôbre a morfogênese dos derrames basálticos
Por *Guido Guidicini* e *Jayme de Oliveira Campos* 15

O Paleozóico da Bacia de Jatobá, Pernambuco
Por *Paulo M. C. Barretto* 29

New glacial features of the upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil
Por *A. C. Rocha-Campos, J. E. S. Farjallat* e *R. Yoshida* 47

Itararé Subgroup (Tubarão Group) in the Mococa-Casa Branca Region — São Paulo State
Por *Paulo M. Figueiredo Filho* e *Lawrence A. Frakes* 59

Contribuição ao estudo da Bacia de Rezende (Rio de Janeiro)
Por *Alfredo José Simon Bjornberg, Heinz Ebert, Paulo Milton Barbosa Landim* e *Neide Maria Malusa* 65

Sôbre a aplicação de eletro-resistividade na Baixada Santista — (S. Paulo)
Por *Nelson Ellert* 77

NOTAS

A posição estratigráfica da formação Riachuelo — (Cretáceo, Sergipe)
Por *Karl Beurlen* 85

Nota preliminar sôbre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhanças (Leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro)
Por *U. G. Cordani, J. Delhal, C. B. Gomes* e *D. Ledent* 89

The conservation of Pumsteadia Rigby 1963 (Over Cistella Plumstead 1958)
Por *J. F. Rigby* 93

RADIOMETRIC AGE DETERMINATIONS FROM NORTHERN BRAZIL(*)

Por

F. F. M. DE ALMEIDA, G. C. MELCHER, U. G. CORDANI, K. KAWASHITA, and P. VANDOROS

Centro de Pesquisas Geocronológicas U.S.P.

ABSTRACT

If the hypothesis of Continental Drift is valid, Precambrian and early Cambrian rocks of Northern Brazil should have the same ages as rocks from the corresponding parts of Africa, when the two continents are fitted back together. To test this supposition, a joint program of age determinations is being carried out by the geochronological laboratories of the University of São Paulo and the Massachusetts Institute of Technology. About 80 K-Ar age determinations were made on samples of basement rocks from Amapá, two small areas east of Belém, the region around São Luís and many points of the large area that covers most of Northeastern Brazil. Drill core samples of basement rocks covered by younger sediments in the states of Pará and Maranhão also were dated. 12 Rb-Sr measurements on some of these samples were also made. The results indicate that the area between Recife and São Luís forms a large age province 440 to 620 m.y. old. Some isolated samples within this province yielded older ages, up to 1900 m.y.; they seem to correspond to remobilized basement rocks.

Rb-Sr measurements confirm the K-Ar ages, with the exception of one sample from Ceará. This rock has an age of 2.000 m.y. determined by the Rb-Sr whole-rock method and a 480 m.y. K-Ar age. Samples from near São Luís yielded K-Ar ages around 2.200 m.y. Although not enough detailed geological information is available, some of the major structural features of Northern Brazil can be compared to the large structures mapped in the corresponding parts of Africa.

INTRODUCTION

The purpose of this paper is to present the results of age determinations on basement rocks from Northern and Northeastern Brazil, carried out at the geochronology laboratory of the University of São Paulo. This work is part of a joint project of age measurements, undertaken by the University of São Paulo and the Massachusetts Institute of Technology, with the objective of checking the possible age correlations of basement rocks from Western Africa with the corresponding parts of South America, if the two continents are fitted back together.

The present report is concerned mainly with the results of the Potassium-argon measurements and an attempt is made to interpret our results in view of the available information on the geology of Northern Brazil. Samples were collected at 63 points in many of the exposed basement areas of Northern Brazil, and drill cores obtained from 3 localities where igneous and metamorphic rocks are overlain by younger sediments. 77 age determinations by the K-Ar method and 12 Rb-Sr analyses were made in the laboratory at São Paulo.

Some results of Rb-Sr whole-rock analyses on the same samples, carried out at the Massachusetts Institute of Technology, and the correlation of the data that have been obtained so far in our cooperative program are being reported by. Hurley et al. (1967).

EXPERIMENTAL METHODS

The K-Ar dating techniques employed at São Paulo have been described in detail by Amaral et al (1966). Crushed and sized

---

* Presented at the Annual Meeting of Geological Society of America, nov. 1966.

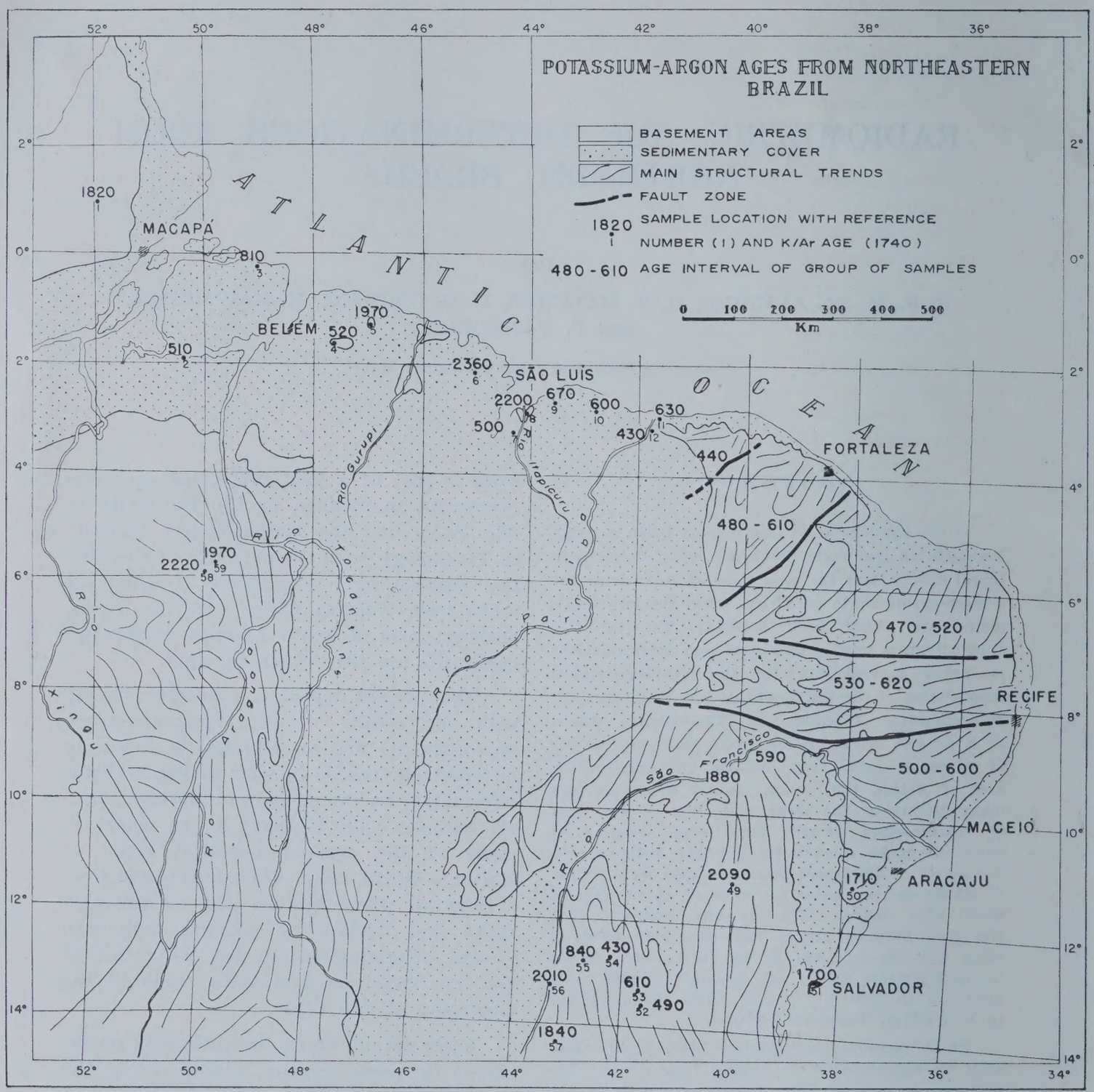


Figure nº 1

samples of separated minerals, weighting around 0,2 grams, were fused by induction heating in ultra-high vacuum systems, employing Cu-CuO and Titanium for gas purification. Only three whole rocks were dated in this work. The gas released was «spiked» for isotope dilution analysis using individual aliquots (about 0.7×10^{-5} ccSTP) of pure Ar^{38} prepared in groups of about 400 (Reynolds and Spira, 1966). Mass spectrometry was carried out by the static method on a Reynolds type mass spectrometer.

Potassium determinations on 0.3 g sample splits were made by flame photometry using a Baird-Atomic research flame photometer with a Li internal standard. Only on some hornblendes with very low K content the analyses were made on larger samples, up to 1 g.

The K^{40} constants employed in calculations are:

$$\lambda_{tot} = 0.530 \times 10^{-9} y^{-1} \quad \lambda_k = 0.585 \times 10^{-10} y^{-1}$$
$$K^{40} = 1.19 \times 10^{-2} \text{ atom\%}.$$

The analytical precision of the method was discussed by Amaral et al (1966). It was found that the K analyses are reproducible to better than 1% and that replicate argon measurements agree to within 2%. For most calculated ages an uncertainty of about ± 3% may be assumed, not taking into account uncertainties of the decay constants. Somewhat larger errors may result from less accurate K flame photometric analyses of amphiboles with less than 0.3% K, and for samples in which the air correction is large. The estimated errors of each determination are indicated on table 2.

For the Rb-Sr method the chemical procedure was essentially the same as described by Aldrich et al (1956). Isotopic analyses were made on a Reynolds type mass spectrometer with 4.5 inch radius of curvature, to which a single filament solid source was adapted (Kawashita et al, in preparation). A constant of $\lambda\beta = 1.47 \times 10^{-11} y^{-1}$ and isotopic ratios for normal strontium: 84/88 = = 0.0067, 86/88 = 0.1194, and 87/88 = 0.0845 were used for calculations.

The main sources of error are inadequate spiking, uncertainty of radiogenic strontium determinations in samples with high normal strontium values and laboratory contamination of materials with low strontium content. Estimated errors of Rb-Sr ages are given on table 3. It is believed that these uncertainties are maximum values.

RESULTS AND DISCUSSION

Northern Brazil — With the exception of a few comparatively small areas where the occurrence of mineral deposits has stimulated detailed investigations, very little is known about the geology of the extensive regions in Northern and Northeastern Brazil underlain by igneous and metamorphic rocks. A great amount of field work as well as many additional age determinations will be necessary before a reasonably consistent interpretation of the evolution of these Pre-Cambrian and early Palaezoic rocks can be made. Therefore, the present work should only be regarded as a first attempt to outline the major structural and chronological units of this part of Brazil.

The results of age determinations on samples from Amapá (Sample point 1), two small basement areas west of Belém (4 and 5), the region immediately south of São Luís (8), two localities near the Tocantins river (58 and 59), and the central part of Bahia (49 to 57), are shown on figure 1. This map also shows the radiometric ages of basement drill core samples in sedimentary areas. The results of age measurements in the large basement area of Northeastern Brazil are grouped into intervals on figure 1 and shown in detail on figure 2.

Two K-Ar measurements were made on mica schists from the Serra do Navio manganese mining district (Sample locality 1). The geology of the manganese deposits was described by Nagell (1962) but practically no regional geologic information on the basement of Amapá is available yet. The values of 1.820 m.y. and 1.760 m.y. suggest that this area represents a southern extension of the Guyana Shield where similar ages have been reported (McConnell et al, 1964; Priem et al, 1966).

The results from points 58 (2.220 m.y.) and 59 (1.970 m.y.) are the first determinations on rocks from this large basement area and show that at least this part was not affected by the 450-640 m.y. events which ocurred in many other regions of Brazil. Evidently, much more work is required to determine if the area west of the Tocantins river is a southern extension of the Guiana Shield or belongs to another isolated old nucleus. Samples 2 and 3 are from drill cores at 1.290 m and 1.475 m depth. No interpretation can be made yet of their ages.

Near the coast, between Belém and the Parnaíba river, rocks from point 5, 6, and 8 yielded ages around 2.000 m.y. The value of 2.360 m.y. at point 6 is subject to a large experimental error. To the south of this old area, K-Ar ages on micas are about 500 m.y. (Points 4 and 7), Age measurements on rocks from the two small basement areas that are exposed along the Gurupi river may eventually aid in better locating the southern boundary of this 2.000 m.y. age province. Its eastern limit is immediately east of São Luís, because all rocks from points 9 to 14 showed ages between 430 and 670 m.y. Similar ages on several of these samples obtained by the Rb-Sr whole-rock method are being reported by. Hurley et al (1967).

Northeastern Brazil — Basement rocks underlie large parts of the states of Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe and Bahia. A considerable number of papers about the geology and mineral resources of this region has been

published but their detailed discussion is beyond the scope of this work. In the past, many migmatized or strongly metamorphosed rock formations were considered to be Archean, and lower grade metamorphic rocks correlated with the Minas Series of the State of Minas Gerais, included in the Algonkian. In recent years geological reconnaissance maps were compiled largely by interpretation of aerial photographs, but many problems of the complex igneous and metamorphic evolution of this part of Brazil still remain unsolved.

Three large Pre-Cambrian or Early Palaeozoic units may be reognized within the Brazilian Northeast: the São Francisco Craton, the Sergipe Geosyncline and the Caririan Orogenic Area. The main characteristic features of these units are summarized on table 1.

The old São Francisco cratonic area underlies the larger part of Northern Bahia (Sample localities 47, 49, 50, 51 and 57) between the coast and the sediments to the west of São Francisco river. The southern limit is still unknown since the low K-Ar ages on micas from points 52 to 55 may be due to reactivation of older rocks (Tavora et al, 1967).

The Sergipe Geosyncline includes basement rocks on both sides of the sedimentary Tucano Basin that extends from Salvador to the North. The Northern boundary of the geosyncline against rocks of the Caririan Orogenic Area cannot be established yet with accuracy. On the western side of the Tucano Basin, the NW oriented tectonic trends are apparently cut by the large E-W striking fault that crosses the State of Pernambuco. Near the coast, the boundary probably crosses the state of Alagoas. The eastern part of the Sergipe Geosyncline was described by F. L. Humphrey and G.O. Allard (1962). These authors recognized a miogeosynclinal zone, represented by the Miaba Group, which includes three formations: the Itabaiana quartzite, the Jacarecica pebbly mudstone and the Jacoca limestones and dolomites. The eugeosynclinal zone corresponds to the Vaza Barris Group that consists of metasediments with flysch characteristics, several thousand meters thick. The Canudos and Macururé groups were mapped on the western side of the Tucano Basin and seem to be equivalent, respectively, to the Miaba and Vaza Barris groups.

Sample localities 44, 45, 46 and 48 are within the area of the Sergipe Geosyncline. The K-Ar age on biotite for point 44 suggests a similar interpretation as at point 43 (see below). For points 45, 46 and 48, three K-Ar determinations on biotites, one on muscovite and one Rb-Sr measurement on biotite indicate ages around 600 m.y. However, the question whether these rocks were actually formed or only reactivated at that time still remains open.

The Cariri orogenic area comprises most of the States of Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba and Pernambuco. It consists of a basement area to which belong most of the rocks of the Caicó Formation (name proposed by J. Aderaldo Ferreira, private communication), covered by geosynclinal metasediments of the Ceará Group, which is divided into the Equador and Seridó Formations (see Table 1). The main tectonic trends and the larger granitic intrusions are shown on figure 2, compiled mostly from geologic maps of the Brazilian Geological Survey (partly unpublished) and the work of F. L. Humphrey and G. O. Allard (1962).

Remarkable structural features of this area are the large faults that cut the whole Northeastern basement (see figure 2). The east-west Patos lineament (W. Kegel, 1965) and the Pernambuco lineament (H. Ebert, 1962) are several hundred kilometers long, with right-handed displacements of tens of kilometers. Breccias and mylonites occur along these faults in zones hundreds of meters wide. These fractures must be very old and were apparently reactivated several times. The NE striking structures of the Ceará Series and its basement were clearly deformed and tend to parallel the strike of the faults near them.

Although the Caicó Formation represents the old basement of the Ceará Group, mineral ages of samples from this unit are usually characteristic of the younger group. However, two amphiboles from metagabbros (points 37 and 60) which are intrusives into the Caicó Formation, as well as one hornblende from an amphibolite (point 17) and a biotite from a migmatitic rock (point 61) belonging to the Caicó Formation yielded much older K-Ar ages.

The most complete set of age determinations was obtained from point 43, south of Recife. In this area gneisses are intruded by granites, which in turn are cut by pegma-

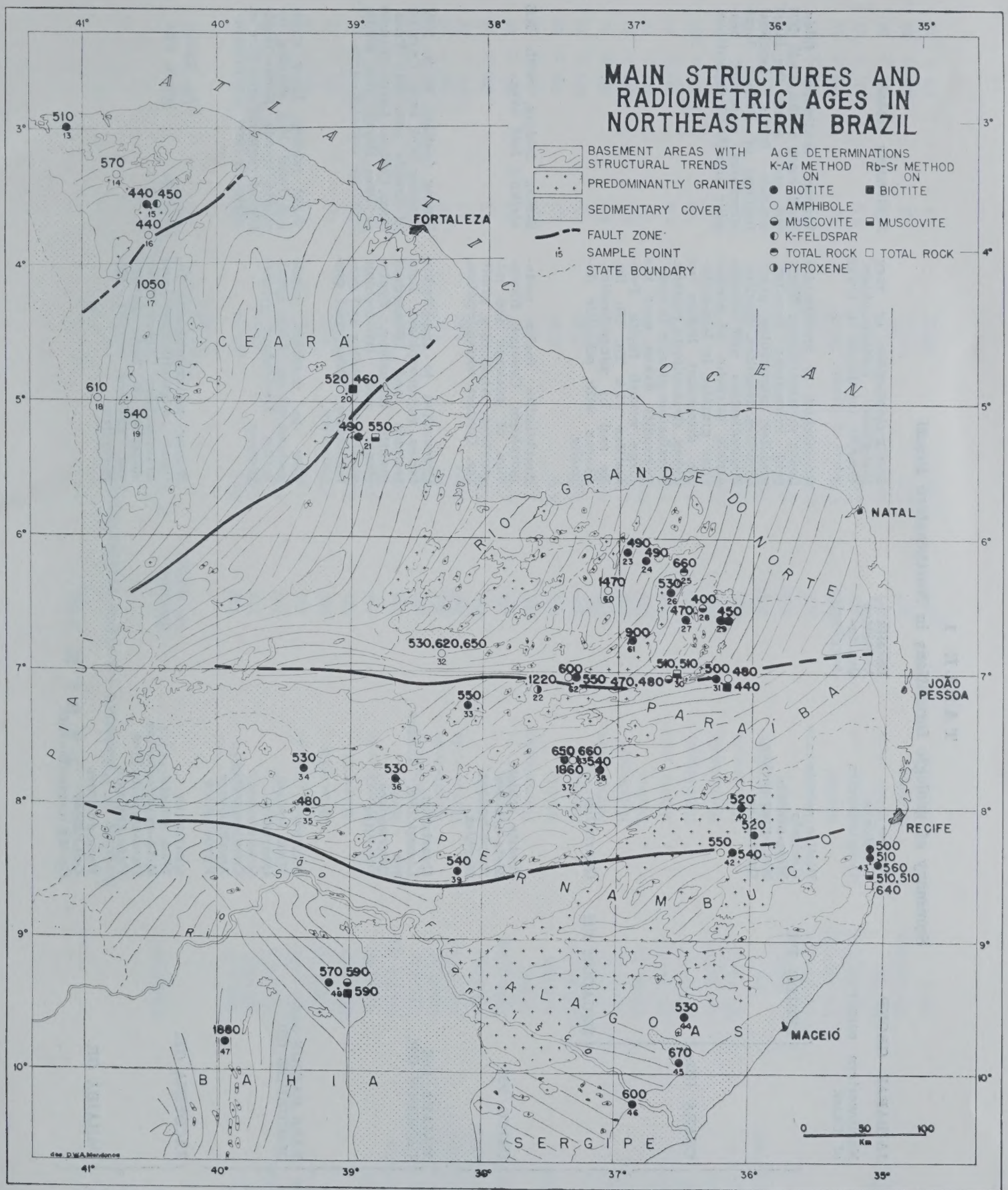


Figure nº 2

tites. An isochron plot for minerals from a pegmatite and the surrounding granite (figure 3) indicates an age of 510 m.y. The apparent whole-rock and K-feldspar ages are about 600 m.y., assuming an initial ratio of $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.708$. The K-Ar age on biotite from the same granite (SPK-514) is 560 m.y. Two other biotites from rocks at the same area gave K-Ar ages of 510 m.y. and 500 m.y. A little to the west (points 40 and 41), K-Ar ages on biotites are 520 m.y.

TABLE 1

Summary of geologic formations in Northeastern Brazil

	JAIBARAS GROUP Northwestern corner of Ceará	Shales Siltstones Conglomerates	Basalts Andesites Quartz-porphyries	Non-metamorphic or very low-grade metamorphism. Granite intrusions in lower part of Group.	Moderately folded
CARIRIAN OROGENIC AREA States of Ceará, R. Grande do Norte, Paraíba and Pernambuco	CEARÁ GR. — SERIDO FM.	Biotite schists Gneisses Meta-arkoses Meta-graywackes Quartzites		Greenschist to amphibolite facies metamorphism. Many acid intrusives: syenites, granites, adamellites, granodiorites, tonalites, diorites. Migmatization and rheomorphic intrusion of microcline granites in late-tectonic discordant bodies or dykes. Granodiorite plutons. Peralkaline granite to quartz-syenite dykes near the large wrench faults. Pegmatites with Ta, Nb, Sn, Be and Li mineralization. Skarns with scheelite deposits.	Linear, continuous folds. Fold axes strike 10-45 NE but curve along the large wrench faults. Isoclinal foldings of schists, large structures exposing possibly pre-Ceará formations.
	CEARÁ GR. — EQUADOR FM.	Quartzites			
	CAICO FM.	Biotite schists Meta-arkoses Amphibolites Marbles		Amphibolite facies metamorphism. Common formation of gneisses and migmatites. Anatexitic granites. Contact metamorphism.	Strong folding, with NE striking fold axes.
SERGIPE GEOSYNCLINE State of Sergipe, part of Alagoas, Northern Bahia and adjoining Pernambuco where trends strike to NW	MAIABA and CANUDOS GR.	Quartzites Limestones, dolomites Graywackes Phyllites		Greenschist to amphibolite facies metamorphism. Late tectonic and discordant granite intrusions, Syntectonic and late-tectonic anatexitic granites and granodiorites. Widespread granitization.	Strong folding. W to NW striking fold axes. Curving of trends near São Francisco Craton. Large thrusts of Vaza Barris over Miaba and the cratonic area.
	VAZA BARRIS and MACURURE GR.	Phyllites Mica schists Quartzites Graywackes Conglomerates Amphibolites Pyroclastics		Low to medium grade metamorphism. Litle granization. Discordant granite plutons.	Tight folding. Long straight lined N-S striking tectonic trends. Some bending of regional structure at northern end of craton.
SÃO FRANCISCO CRATON State of Bahia, northeast of Salvador and area of N to NNV trends between coast and São Francisco river	JACOBINA GR.	Quartzites Mica schists Meta-conglomerates Para-amphibolites Para-gneisses		Strong metamorphism. Intense migmatization and granitization. Copper mineralization in basic intrusives: gabbros, norites, pyroxenites.	
	CARAIBA GR.	Para-gneisses Quartzites Ca-Mg metasediments			

TABLE 2 (†)

Results of Potassium — argon measurements

Locality	Rock	Field Nº	Material	Sample Nº SPK	K % (1)	$Ar^{40}rad$ CC STP/g $\times 10^{-5}$	$Ar^{40}air$ %	K-Ar age 10^6 years
1*	Mica schist	GM-A-1	Muscovite	712	8,44	103,37	1,9	1.820 ± 50
	Mica schist	GM-A-2	Biotite	716	6,52	75,78	4,5	1.760 ± 50
2*	Biotite gneiss	JD-1-PA	Biotite	649	8,13	18,93	2,7	509 ± 15
3*	Amphibolite	CO-1-PA	Hornblende	650	0,510	2,07	9,2	811 ± 24
4*	Granite	GM-1-Pa	Muscovite	721	8,78	20,82	9,3	517 ± 15
5*	Granite	GM-2-Pa	Muscovite	711	9,17	126,06	0,4	1.970 ± 60
6*	Amphibolite	RP-1-Ma	Hornblende	699	0,599	12,66	4,0	2.360 ± 300
7*	Biotite quartzite	PAF-7-Ma	Biotite	619	6,81	15,72	1,5	504 ± 15
8*	Hornblende gneiss	GM-6-M	Hornblende	622	0,564	9,25	2,6	2.180 ± 80
	Hornblende gneiss	GM-8-M	Hornblende	561	0,477	7,61	1,6	2.150 ± 80
	Hornblende gneiss	GM-10-M	Hornblende	567	0,593	9,88	4,8	2.200 ± 80
9*	Granite brecciated	FS-1-Ma	Biotite	698	5,52	17,26	2,7	666 ± 20
10*	Biotite quartzite	SOst-1-Ma	Biotite	615	6,68	18,75	3,9	598 ± 18
11*	Granite	P-SAL	Hornblende	620	1,30	3,87	23,5	627 ± 19
12*	Biotite gneiss	CODOZ	Biotite	616	7,86	15,08	1,3	429 ± 13
13**	Granite	PV-48-Ce	Biotite	628	7,64	17,93	1,9	512 ± 15
14**	Migmatite	PV-44-Ce	Hornblende	569	0,872	2,30	6,9	566 ± 17
15**	Granite	PV-51-Ce	K-feldspar	635	8,56	17,21	5,3	447 ± 13
	Granite	PV-52-Ce	Biotite	644	5,97	11,88	1,6	443 ± 13
16**	Volcanic breccia	PV-50-Ce	Whole rock	690	1,36	2,68	7,9	440 ± 17
17**	Amphibolite	PV-59-Ce	Hornblende	632	0.176	0,989	7,0	1.050 ± 120
18**	Amphibolite	PV-61-Ce	Hornblende	630	0,261	0,757	20,1	614 ± 61
19**	Amphibolite	PV-64-Ce	Hornblende	633	0,252	0,646	13,0	544 ± 54
20**	Hornblende gneiss	Q-1	Hornblende	205§	0,624	1,48	5,6	517 ± 15
21**	Migmatite	Ba-5	Biotite	256§	7,89	17,44	1,9	485 ± 14
22**	Granite	PV-104-RN	Na-pyroxene	623	0,047	0,324	2,0	1.220 ± 220
23**	Granite	PV-102-RN	Biotite	596	7,58	16,93	1,5	490 ± 15
24**	Granite	PV-101-RN	Biotite	595	6,97	15,61	1,2	491 ± 15
25**	Meta-diabase	Ga-14a	Whole rock	654	1,06	3,35	1,6	664 ± 20
26**	Granite	PV-103-RN	Biotite	597	7,17	17,30	1,6	525 ± 16
27**	Granite	GA-6	Biotite	398	7,46	16,02	1,6	474 ± 14

Locality	Rock	Field Nº	Material	Sample Nº SPK	K % (1)	Ar^{40}rad CC STP/g $\times 10^{-5}$	Ar^{40}air %	K-Ar age 10^6 years
28**	Quartzite	GA-8	Muscovite	606	8,89	15,66	1,6	397 ± 12
29**	Granite	GA-11	Biotite	559	7,50	15,44	1,2	454 ± 14
30**	Pegmatite	GA-4	Muscovite	400	8,14	17,57	4,1	476 ± 14
	Pegmatite	GA-5	Muscovite	399	7,73	16,26	7,0	465 ± 14
31**	Migmatite	GA-3	Hornblende	241	0,739	1,603	12,1	480 ± 24
			Biotite	242	7,44	16,89	3,0	497 ± 15
32**	Quartz-syenite	PV-78-PB-a	Na-amphibole	571	0,685	2,11	8,2	648 ± 32
	Quartz-syenite	PV-78-PB-b	Na-amphibole	572	0,702	2,05	7,3	623 ± 31
	Hornblende gneiss	PV-78-PB-c	Hornblende	603	1,28	3,14	15,7	532 ± 26
33**	Granite	OB-T-17	Biotite	278	7,68	19,46	1,4	547 ± 16
34**	Granite	PV-24-PE	Biotite	529	7,12	17,33	1,8	529 ± 16
35**	Syenite	OB-S-31	Whole rock	268	8,43	18,57	0,9	484 ± 15
36**	Granite	OB-T-541	Biotite	281	7,06	17,30	2,4	532 ± 16
37**	Meta-gabbro	OB-P-579	Hornblende	322	0,607	7,72	4,3	1.860 ± 83
38**	Granite	OB-P-614	Biotite	338	7,41	18,35	2,7	537 ± 16
39**	Migmatite	32d-B-66	Biotite	720	7,12	20,81	5,5	543 ± 16
40**	Migmatite	42a-B-66	Biotite	729	6,95	16,46	2,2	515 ± 15
41**	Granite gneiss	40c-B-66	Biotite	717	6,82	16,25	8,6	519 ± 16
42**	Granite	44h-B-66	Biotite	714	8,10	20,08	10,1	537 ± 16
			Hornblende	713	0,637	1,63	7,5	554 ± 28
43**	Granite	PV-5A-64	Biotite	514	7,80	20,11	0,9	556 ± 17
	Granite	PV-4-64	Biotite	486	7,79	18,11	3,4	508 ± 15
	Biotite gneiss	PV-10-65	Biotite	586	8,01	18,31	1,7	500 ± 15
44**	Granite	53a-B-66	Biotite	723	7,19	17,44	40,8	527 ± 53
45**	Biotite gneiss	55c-B-66	Biotite	725	7,43	23.94	1,3	673 ± 20
46**	Granite	57c-B-66	Biotite	718	7,87	22,18	2,8	600 ± 18
47**	Gabbro	OB-U/Cb/1	Biotite	321	7,78	100,40	0,5	1.880 ± 60
48**	Granodiorite	OB-U/51	Biotite	300	7,55	20,14	2,9	572 ± 17
			Muscovite	301	8,99	24,94	1,4	592 ± 18
49*	Biotite gneiss	60b-B-66	Biotite	705	7,44	113,77	0,3	2.090 ± 60
50*	Biotite gneiss	58g-B-66	Biotite	719	7,94	88,47	1,8	1.710 ± 50
51*	Gabbro	10a-B-66	Biotite	726	7,71	85,24	0,8	1.700 ± 50
52*	Granite	X-1	Biotite	670§§	7,40	16,69	0,5	493 ± 15
53*	Granite	X-3	Biotite	665§§	7,33	20,90	0,4	606 ± 18
54*	Quartz porphyry	BA-OB-QP	Whole rock	687§§	3,67	5,87	11,8	432 ± 13

Locality	Rock	Field Nº	Material	Sample Nº SPK	K % (1)	Ar^{40}rad CC STP/g × 10^{-5}	Ar^{40}air %	K-Ar age 10^6 years
55*	Granite	OB-1	Biotite	672§§	7,79	33,12	0,7	844 ± 25
56*	Granite	X-4	Hornblende	674§§	0,910	12,94	1,1	2.010 ± 60
57*	Gneiss	X-5B	Biotite	682§§	6,68	83,34	0,4	1.840 ± 50
58*	Hornblende schist	AA-7-30	Hornblende	722	0,244	4,11	6,9	2.220 ± 220
59*	Migmatite	AA-7-20	Biotite	728	7,22	100,67	8,5	1.970 ± 60
60**	Meta-gabbro	FA-A-163	Hornblende	1037	0,195	1,700	8,8	1.470 ± 70
61**	Migmatite	FA-A-150	Biotite	1041	7,76	35,39	5,9	905 ± 45
62**	Migmatite	FA-A-145	Biotite	1047	7,04	17,79	5,0	553 ± 28
			Amphibole	1057	1,56	4,36	3,2	603 ± 30
63**	Migmatite	FA-A-120	Biotite	1045	7,48	22,75	8,2	650 ± 33
			Amphibole	1058	2,36	7,42	1,6	658 ± 33

(†) Several of these age determinations were already reported by Hurley et. al. (1967), Tavora et al. (1967), and Vandoros and Coutinho (1966). The values in this paper are somewhat higher (about 4%) because of later modifications of the adopted calibration constants for the tracer systems.

(*) See map 1 (**) See map 2 (1) Average of at least 2 determinations

§ Samples analysed by H. Cesar §§ Samples analysed by F. Tavora

TABLE 3

Results of Rubidium — Strontium measurements

Locality	Rock	Field nº	Material	Sample Nº SPR	Rb ppm	Sr_N ppm	Sr^{87} rad ppm	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Apparent age *
5	Mica schist	GM-A2	Muscovite	54	1364 ± 15	8,52 ± 0,2	10,53 ± 0,3	463 ± 15	13,32 ± 0,13	1830 ± 70
20	Hornblende gneiss	Q-1	Biotite	27§	402 ± 5	24,00 ± 1,10	0,76 ± 0,16	48,6 ± 2,8	1.032 ± 0,052	478 ± 110
21	Migmatite	Ba-5	Muscovite	31§	337 ± 7	24,76 ± 0,25	0,77 ± 0,06	39,4 ± 1,3	1.026 ± 0,020	577 ± 65
30	Pegmatite	Ga-4	Muscovite	15	2030 ± 180	7,93 ± 0,24	4,37 ± 0,13	740 ± 70	6,34 ± 0,04	514 ± 60
	Pegmatite	Ga-5	Muscovite	19	1508 ± 30	26,1 ± 0,5	3,04 ± 0,09	167 ± 5	1.896 ± 0,015	483 ± 20
31	Migmatite	GA-3A	Biotite**	7, 7R, $7R_2$	642 ± 6	1,94 ± 0,10	1,17 ± 0,06	958 ± 55	6,84 ± 0,24	440 ± 25
43	Granite	PV-5A-64	Whole rock	37	327 ± 6	121,3 ± 2,4	0,86 ± 0,15	7,62 ± 0,30	0,781 ± 0,008	640 ± 130
		PV-5A-64	K-feldspar	29	595 ± 10	183 ± 2	1,47 ± 0,12	9,44 ± 0,30	0,790 ± 0,004	590 ± 60
		PV-5A-64	Muscovite	41	946 ± 20	12,50 ± 0,25	2,05 ± 0,06	219 ± 9	2,38 ± 0,02	519 ± 25
	Pegmatite	PV-5B-64	K-feldspar	28	1030 ± 20	23,0 ± 0,5	2,32 ± 0,05	130 ± 4	1,745 ± 0,010	540 ± 20
		PV-5B-64	Muscovite	40	1480 ± 70	4,89 ± 0,10	3,07 ± 0,09	864 ± 20	7,14 ± 0,10	513 ± 40
48	Granodiorite	OB-U-51	Biotite	9	946 ± 20	24,0 ± 0,5	2,32 ± 0,09	114 ± 5	1,695 ± 0,033	587 ± 40

* Initial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.708$

** Average of 3 determinations

§ Samples analysed by H. Cesar

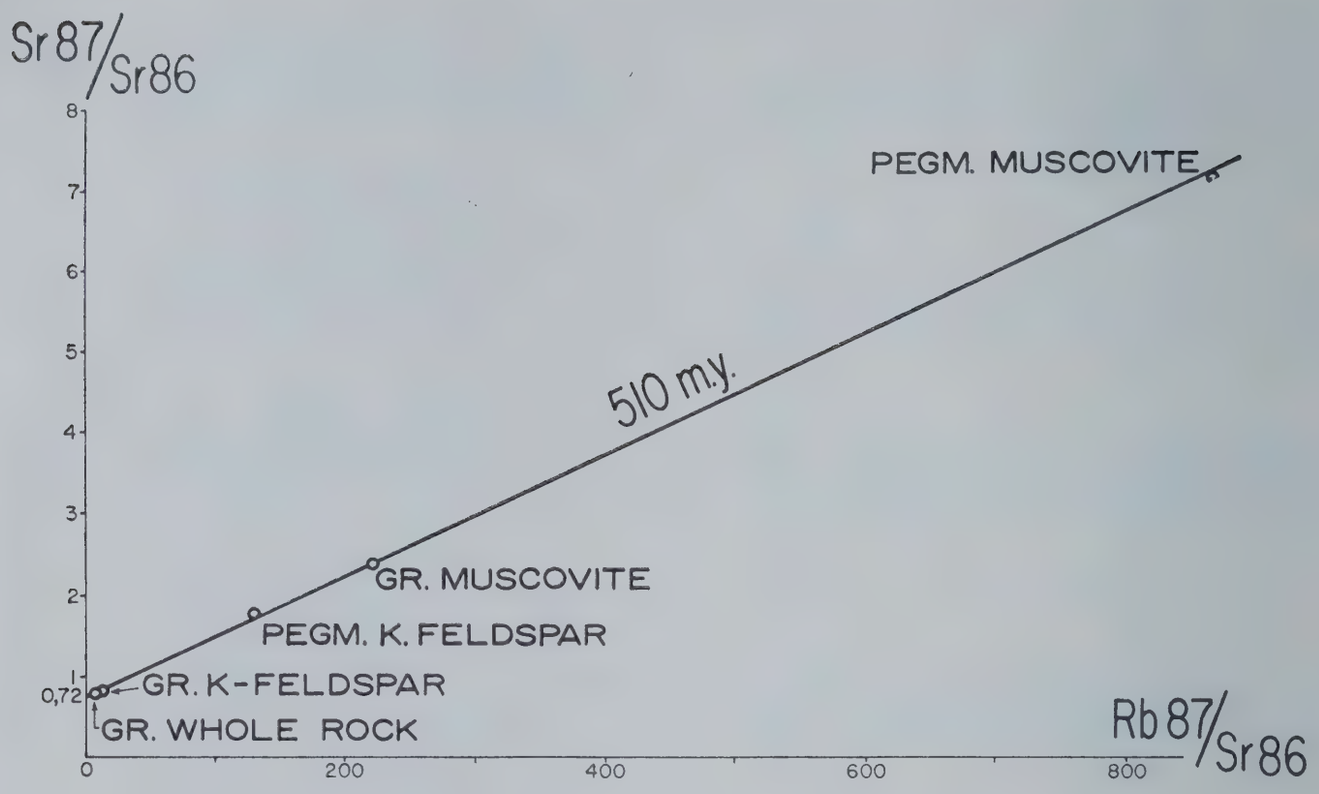


Fig. nº 3 — Rb-Sr isochron diagram for separated minerals and whole-rock sample from Galinha Crua quarry, south of Recife (point 43 ou figure 2). Analytical data are reported ou Table 3.

At point 32 granitic rocks intrude gneisses. One K-Ar age on Na-amphibole from a quartz-syenite indicates the same 620 m.y. time of emplacement. The 530 m.y. age on hornblende from the surrounding gneiss suggests a thermal event which, however, apparently did not cause argon loss from the Na-amphiboles of the quartz-syenite (Vandoros and Coutinho, 1966).

Within the area comprised by points 33, 34, 36, 38, 39 and 42 K-Ar ages on six biotites and one amphibole from granites are 520 m.y. to 550 m.y. and may indicate their time of emplacement. A syenite dyke cuts one of the granite bodies at point 35 and showed a younger age of 480 m.y.

In the region defined by points 23, 24, 26, 27, 30 and 31 the Ceará Group is also intruded by granites and pegmatites. Seven K-Ar measurements on biotites and one on hornblende, as well as two Rb-Sr analyses on muscovite range from 470 m.y. to 510 m.y. The lower ages of 400 m.y. (point 28) and 450 m.y. (point 29) possibly are due to argon leakage. Strontium loss may also account for the 440 m.y. age of a biotite from point 31. The whole-rock K-Ar age of 660 m.y. from a meta-diabase (point 25) that cuts the meta-sediments in this area may represent a minimum value for the deposition of the Ceará Group.

The 1.200 m.y. K-Ar age for point 22 was obtained on a Na-pyroxene from a highly tectonized granitic body. This mineral has an extremely low K content, and considering that pyroxenes may contain excess argon, the above mentioned apparent age value is not reliable.

In the area southwest of Fortaleza (points 18 to 21) K-Ar ages of hornblendes from various metamorphic rocks are 520 m.y., 540 m.y., and 610 m.y. One biotite gave a 490 m.y. value and a Rb-Sr apparent age on muscovite from the same rock is 580 m.y. A mineral isochron plot on samples from localities 20 and 21 was constructed by Kawashita et al (in preparation) and indicates an age of 500 m.y. However, the apparent whole-rock age of sample 21, calculated with an initial ratio $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.708$ is about 2.000 m.y.

In the Northwestern part of Ceará the rocks of the Ceará Group are unconformably overlain by non metamorphic and moderately

deformed sediments and volcanics that form the Jaibaras Group, intruded by granites. K-Ar ages on K-feldspar and on biotite from a granite at point 15 are 445 m.y., and a volcanic breccia at point 16 has a whole-rock K-Ar age of 440 m.y. The Jaibaras Group may represent a molasse of the last stage of the Caririan orogeny in this area.

In summary, the results of this work indicate that several old areas exist in Northern Brazil; in Amapá, near the Tocantins river, the area near the coast between Belém and São Luís, and the São Francisco Craton. For all those regions, the age determinations cluster around 2.000 m.y. Most other ages range from 470 m.y. to 620 m.y. Some of these results were confirmed by the whole-rock Rb-Sr isochron measurements that are being reported by Hurley et al (1967).

The older of these ages, between 640 and 530 m.y. seem to correspond to the main metamorphic episode of the Ceará Group orogeny, associated to the formation of syntectonic granites and granodiorites, as well as late-tectonic or post-tectonic syenites, granites and pegmatites. It is not possible yet to distinguish between different stages of the orogenic episodes. In general, Rb-Sr whole-rock ages are the oldest among those 640-530 m.y. ages (Hurley et al, 1967), followed by Rb-Sr ages on K-feldspars and K-Ar ages on hornblendes. A few of the mica ages, by both methods, also fall into the above mentioned age interval.

However, most Rb-Sr and K-Ar biotite or muscovite ages show apparent ages between 470 and 530 m.y. These values seem to be related to the formation of some pegmatitic bodies, or, more often, associated to the uplift of a mountain range and subsequent erosion, events that take place after the main phase of the diastrophism.

The 440 m.y. ages obtained on the extrusive rock and the intrusive granite associated to the Jaibaras Group, seem to be reliable minimum ages for the final tectono-magmatic events of the Caririan orogenic cycle, which are surely older than Lower Silurian, whose sedimentary beds cover with angular unconformity the Jaibaras basin.

In the area occupied by the Caririan age province, the basement is exposed in several places, partly belonging to the Caicó Formation. Most apparent mineral ages fall into the Caririan age range, but at some localities older results, up to almost 2.000 m.y. were obtained. These values are characteristic for the São Luís and São Francisco cratonic areas.

ACKNOWLEDGEMENTS

During field and laboratory work connected with this investigation the authors received generous help from many persons and institutions. The potassium analyses were performed by C. Comerlatti. Samples from several localities were made available by Prof. Octavio Barbosa, geologists Gilberto Amaral, Arlindo Calux, Eduardo C. Damasceno, Helmut Born and by the Brazilian Petroleum Company — PETROBRAS. The Brazilian Geological Survey and the USAID Agency in Brazil provided facilities for a sampling trip in Bahia. Prof. Sylvio Queiroz Mattoso at Bahia and geologists Francisco Baptista Duarte and Antônio L. S. de Almeida from the Geological Survey kindly accompanied one of the authors on this trip. The SUDENE organization at Recife also aided in the collecting of samples. The unpublished results of datings done by K. Kawashita, H. L. Cesar and G. O. Schrader on rocks from Ceará are quoted in this paper. Geologist C. A. L. Isotta gave valuable help in preparing this paper. The authors wish to express their sincere gratitude to all who have helped them in various stages of this work. Finantial support for this work was given by the Brazilian National Research Council (Conselho Nacional de Pesquisas).

REFERENCES

ALDRICH, L. T., DAVIS, G. L., TILTON, G. R., and WETHERILL, G. W. (1956) — Radioactive ages of minerals from the Brown Derby Mine and the Quartz Creek granite near Gunnison, Colorado. J. Geoph. Res., 61, 215-232.

AMARAL, G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K., and REYNOLDS, J. H. (1966) — Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 30, 159-189.

BRANNOCK, W., and BERTHOLD, S. (1949) — The determination of sodium and potassium in silicate rocks by flame photometer. U. S. Geological Surv. Bull. 992, 1-14.

COSTA, W. D. (1963) — Contribuição ao estudo geológico da bacia de Jaibaras. Esc. Geol. Pernambuco, Arq., Geol. nº 4, pp. 65-98, Recife.

CRANDALL, R. (1910) — Geografia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem. Insp. Obras contra sêcas, Sr. 1 B D., Publ. nº 10, 138 pp. Rio de Janeiro.

EBERT, H. (1962) — Baustil und Regionalmetamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. Tschermaks min. u. petrog. Mitt., Bd. 8, H. 1, pp. 49-81, Wien.

HUMPHREY, L. e ALLARD, G. O. (1962) — Geologia Pré-Cretácea do Estado de Sergipe e Parte Adjacente do Estado da Bahia — 16th Meeting of the Brazilian Geological Society, Pôrto Alegre.

HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F. F. M. de; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON JR. W. H. e FAIRBARN, H. W. (1967) — Test of continental drift by means of radiometric ages — Science, vol. 157, nº 3.788, pp. 495-500.

KAWASHITA, K.; SCHRADER, G. O. e CESAR, H. L. (in preparation) — New solid-source mass spectrometer and ages of rocks from Quixadá area, Ceará, Brazil.

KEGEL, W. (1965) — A estrutura geológica do Nordeste Brasileiro. Div. Geol. Miner., Bol. nº 227, 47 pp., Rio de Janeiro.

KEGEL, W. (1965) — Lineament-tektonik in Nordöest-Brasilien. Geol. Rundsch., B. 54, H. 2, pp. 1.240-1.260.

LEO, G. W.; COX, D. P. e PENNA CARVALHO, J. P. (1964) — Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil.

McCONNEL, R. B.; WILLIAMS, E.; CANNON, R. T. e SNELLING, N. J. (1964) — A new interpretation of the geology of British Guiana Nature, 204, 115.

MORAES RÊGO, L. F. (1933) — Notas sôbre a Geologia, a Geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. Ouro Prêto, Escola de Minas, Anais nº 24, pp. 31-38, Ouro Prêto.

NAGELL, R. H. (1962) — Geology of the Serra do Navio manganese district, Brazil. Econ. Geol., v. 57, nº 4, pp. 481-498.

OLIVEIRA, A. I. e LEONARDOS, O. H. (1943) — Geologia do Brasil. Serv. Inform. Agrícola, Min. Agricultura, Ser. Did. nº 2, 912 pp., mapas, Rio de Janeiro.

PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. J. M.; VERSCHURE, R. H. e HEBEDA, E. H. (1966) — Isotopic age determinations on Surinam Rocks-Geol. in Mijn. 45 e 16-19.

REYNOLDS, J. H. e SPIRA, R. (1966) — Individual tracers for isotope dilution analysis of rare gases. Nuclear Instruments and Methods. 42, 225-228.

TAVORA, F. J.; CORDANI, U. G. e KAWASHITA, K. (1967) — Determinações geocronológicas na região central da Bahia pelo método Potássio-argônio — An. XXI Congr. Bras. Geol. — pp. 234-244.

TAVORA, F. J. e FERREIRA, L. M. O. (1966) — Determinação da idade de algumas rochas do Estado da Bahia pelo método Potássio-Argônio. 20th Meeting of the Brazilian Geological Society, Vitória.

VANDOROS, P. e COUTINHO J. M. V. (1966) — Estudo geológico e geocronológico na área de São Gonçalo, Paraíba. Soc. Bras. Geol. Bull., vol. 15, nº 4.

«NOTAS SÔBRE A MORFOGÊNESE DOS DERRAMES BASÁLTICOS»

Por

GUIDO GUIDICINI e JAYME DE OLIVEIRA CAMPOS

1 — INTRODUÇÃO

Pretendemos, com êste trabalho, uma incursão breve, nos problemas relacionados à tectônica dos derrames basálticos, que interessam grande área da Bacia do Paraná.

Autores como Ab'Saber, Almeida, Barbosa, Leinz, Franco e outros descreveram, de maneira bastante categórica, as efusões básicas ocorridas no Mesozóico, baseando-se em observações de campo, sondagens, estudos geofísicos, levantamentos aerofotogramétricos e ensaios de laboratórios. Nesta última década, o grande incremento dos aproveitamentos hidroelétricos localizados nas áreas basálticas, proporcionou graças ao desenvolvimento natural de trabalhos em canteiros de obras, tais como trincheiras de escavações, leitos de rios ensecados, poços profundos, etc., observações diretas e concretas, em visão ampla, de aspectos peculiares dos maciços basálticos. Êste trabalho é justamente o resultado de observações por nós efetuadas nos locais das barragens de Jupiá e Ilha Solteira, no Rio Paraná, e Barra Bonita, Bariri, Ibitinga e Promissão, no Tietê.

Deixando de lado os aspectos tecnológicos ligados ao «metier» da Geologia Aplicada, julgamos, no momento, serem oportunos esclarecimentos de certas feições morfogenéticas, ainda um tanto obscuras, dos corpos de lava, originadas durante o intervalo de tempo necessário à sua solidificação.

Consistindo nosso trabalho numa coletânea de observações de campo, com algumas tentativas de síntese e interpretação dos fenômenos observados, os ítens relacionados aos aspectos petrográficos foram tratados de maneira um tanto quanto genérica.

2 — ALTERNÂNCIAS TEXTURAIS DO DERRAME

Cada derrame apresenta alternâncias texturais bem definidas, delineando zonas cuja seqüência, de cima para baixo, se processa na seguinte ordem:

Basalto vesículo — amigdaloidal de tôpo

Basalto compacto

Basalto vesículo — amigdaloidal de base

2.1 — Basalto Compacto

Caracteriza a faixa central do derrame. Em derrames de relevante espessura nos quais a diferenciação acima tem pleno efeito, o basalto compacto ocupa cêrca de 2/3 da espessura total. Sua côr varia de cinza escuro à prêto, sendo seus constituintes mineralógicos principais: feldspato plagioclásio (labradorita), piroxênio (augita), magnetita, magnetoilmenita e quantidades variáveis de matéria vítrea; a olivina raramente está presente. O grau de cristalinidade e a granulação são variáveis, sendo geralmente holo e microcristalino.

2.2 — O Basalto Vesicular e/ou Amigdaloidal

Caracterizam o tôpo (e base) do derrame. Sua constituição mineralógica é a mesma do basalto compacto, com maior incidência de matéria vítrea. Via de regra apresenta-se a rocha mais alterada, em sentido da limonita ou nontronita.

Sua principal característica é a presença, em número elevadíssimo, de pequenas cavidades ora vazias, (vesículas) ora preenchidas por minerais secundários (amígdalas).

Distinguem-se, dentro desta faixa vesicular superficial, dois horizontes superpostos: um inferior, com grandes amígdalas (que alcançam às vêzes dimensões superiores a um metro) e outro superior em que as cavidades possuem dimensões centímetricas ou milimétricas. O primeiro horizonte, o das grandes amígdalas (geodos) pode estar ausente, particularmente em derrames de pequena espessura (ver fig. 1).

As zonas vesiculares correspondem a faixas de desgasificação do derrame, interceptadas pelo rápido resfriamento da lava em contacto com a atmosfera, havendo a interrupção da fuga dos gases.

Freqüentemente nota-se a presença, na parte basal dos derrames, de uma delgada faixa de basalto vesicular ou vesículo-amigdaloidal. Sua presença também se deve à rápida solidificação da lava, em contacto com a superfície de fluxo.

Se a faixa vesicular basal pode estar ausente, a superior está sempre presente e pode alcançar espessuras notáveis dependendo da possança do derrame.

Quanto aos minerais de deposição secundária nas vesículas, encontramos calcedônea, calcita, quartzo, zeólitas, nontronita e outros. A calcedônea deposita-se muitas vêzes com aspecto de ágata.

As zeólitas são geralmente consideradas minerais secundários, provenientes da alteração de outros minerais.

Segundo Franco, R. R. (8), as principais fontes do processo de zeolitização são as soluções residuais da consolidação do magma. Êste autor estabelece uma ordem de deposição dos vários minerais:

1) Cloritas e minerais correlatos (filossilicatos);
2) Sílica (quartzo e calcedônea);
3) Zeólitas;
4) Apofilita;
5) Calcita.

A seqüência acima raramente ocorre por completo.

Observa-se certa ordem na deposição das zeólitas, ressaltando a ausência de zeólitas pirogenéticas.

O enchimento das cavidades pode ser total ou parcial, ou então se limitar a seu revestimento.

A passagem da faixa de basalto vesicular para a do compacto é transicional, com diminuição gradual da intensidade de ocorrência das vesículas.

3 — MORFOGÊNESE DO BASALTO

3.1 — Tectônica regional

O embasamento pré-efusivo, ou seja os arenitos triássicos da formação Botucatu, possuiam, quando da efusão do magma basáltico, atitude quase horizontal, com irregularidades topográficas sem expressão. Leinz (12) afirma que o contato arenito-efusivas possui posição mais baixa quase ao nível do mar, na região de Tôrres-Três Forquilhas, subindo muito pouco rumo oeste, até Santa Maria (R.G.S.). Daí, ainda para oeste, o contato desce novamente até Jaguari, ponto de observação mais ocidental no R.G.S. Os desníveis são, respectivamente, nos locais citados, de 100 m em 70 km, 170 m em 300 km e 150 m em 100 km, o que prova a pouca expressão da topografia pré-efusiva, nesta região. Para norte, observam-se falhamentos escalonares que provocam bruscas subidas do embasamento. Leinz cita que a subida do contato de Tôrres (R.G.S.) a Lages (S.C.) é de 350 m

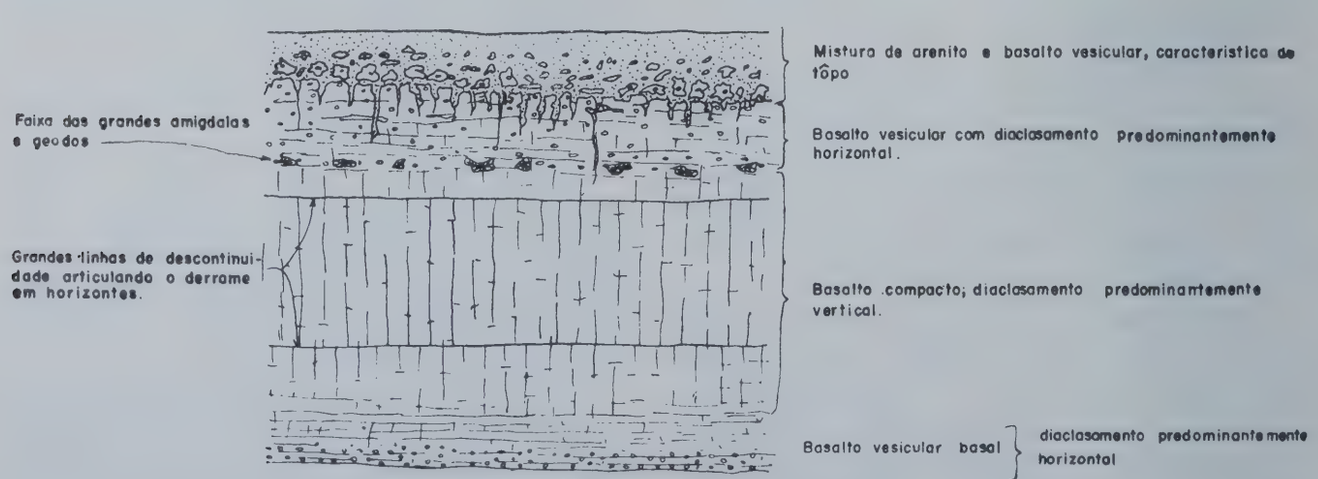


Fig. 1 — Secção típica do derrame.

em 50 km entre Araranguá e Cresciuma e de 380 m de Cresciuma até Lages. Há em seguida, um abatimento gradativo em direção a São Paulo. Acredita-se que a maior espessura das efusivas nas proximidades de Tôrres indique nesse local uma zona de grande fornecimento de lava, relacionada a uma zona de pertubação tectônica existente talvez desde o Carbonífero e rejuvenecida no Triássico. Essa faixa designada por Leinz «Linha tectônica Tôrres-Posadas», teria rumo aproximado N50°W - N70°W, continuando-se através do oceano Atlântico, a qual se constituiria na principal zona de ascenção do magma, que pelo grande volume acumulado teria forçado um ajuste isostático regional em tôda sua extensão, forçando a inclinação do embasamento sedimentar em direção convergente para si. Zonas milonitizadas no basalto, sugeririam que movimentos posteriores teriam obedecido à mesma direção desta faixa.

Existem, na literatura especializada, referências a falhas, como no município de Bom Retiro (SC), com 95 metros de rejeito, atingindo o arenito Botucatu e a parte basal do derrame e em Araranguá, onde haveria 2 ocorrências. Em nossas observações, positivamente, não foram encontrados indícios seguros de falhamento. As evidências apontadas por outros autores para possíveis falhamentos como zonas de esmagamento, onde brechas de atrito e milonitos são decompostos por águas percolantes, preferimos definí-las como sendo «juntas falhas», às quais referir-nos-emos em outra parte de nosso trabalho.

3.2 — Morfogênese do derrame

Os aspectos morfogenéticos dos derrames unitários mereceram poucas referências na bibliografia citada. Achamos interessante para melhor compreender-lhes o mecanismo e as particularidades, subdividir esquemàticamente o lençol de lava em suas três secções principais.

3.2.a — Porção basal

No momento em que o lençol de lava, extravasando a partir das geoclases passa a escorrer livremente, a porção basal, em contacto direto com a superfície de fluxo, acha-se sujeita a um processo de resfriamento mais rápido do que a porção superior. Isso resulta num aumento da viscosidade do magma, em direção à base do derrame e, conseqüentemente, numa diminuição gradual da velocidade de escoamento, na mesma direção.

Nas proximidades do embasamento acrescente-se ao expôsto uma diminuição da velocidade provocada pelo atrito com a superfície de fluxo. Êste decréscimo gradual de velocidade, conjugado à contração por resfriamento, provoca nesta faixa basal, uma tendência à subdivisão segundo lâminas sobrepostas, delimitadas por intenso fissuramento no plano horizontal. Esta predominância do diaclasamento horizontal na parte basal do derrame é muitas vêzes ressaltada pela presença de finos veios de calcita preenchendo os espaços vazios.

Considerando que na porção superior do corpo de lava em contacto direto com o ar o resfriamento deve ocorrer, anàlogamente, com rapidez superior à da porção central do derrame, julgamos válida para aquela faixa a mesma explicação a respeito do andamento das diaclases, por sua vez nìtidamente horizontal.

O rápido resfriamento nestas faixas periféricas faz com que o magma passe, num breve espaço vertical, do estado fluído da parte central para o estado semi-sólido ou altamente viscoso das porções marginais.

Bagolini (3) esquematizou uma secção do lençol de lava em movimento na qual, se considerarmos a viscosidade crescendo do centro para a periferia e conseqüentemente a velocidade de fluxo decrescendo no mesmo sentido, visualizaremos fàcilmente o movimento do derrame, como procedendo segundo lâminas sobrepostas com velocidades diferentes, gradualmente maiores da periferia para o centro.

Como vimos, o aspecto da parte inferior desta faixa é vítreo e finamente vesicular.

3.2.b — A porção central

O resfriamento mais lento ocasiona aqui o aparecimento de uma rocha compacta, microcristalina, com presença, às vêzes, de fenocristais.

O diaclasamento de contração tem andamento predominantemente vertical, dando à rocha o típico aspecto pseudo-colunar embora de maneira nem sempre evidente, pois isso está intimamente relacionado à possança do derrame.

Os derrames cuja espessura permite esta diferenciação de diaclasamento (diríamos aquêles com espessura superior a 15 metros), acham-se assim subdivididos em três horizon-

tes bem definidos: os dois externos com diaclasamento predominantemente horizontal e o interno, vertical.

Um fenômeno interessante não mencionado na literatura de que temos conhecimento ocorre nesta altura.

Os três horizontes acham-se delimitados por duas juntas contínuas e bem definidas, de andamento horizontal ou sub-horizontal, localizadas na parte central do derrame, ou seja, no meio do basalto compacto.

Um exame imediato destas juntas, levanos a excluir a hipótese de que resultem da superposição de três pequenos derrames sucessivos, que tenham ocorrido um após outro, sem hiato de tempo. Se assim fôsse, a superposição de três corpos de lava geraria fenômenos de desgasificação que, mesmo de escassa entidade, seriam fàcilmente detectáveis. Ao contrário, a rocha se apresenta compacta e homogênea seja nas proximidades das juntas, seja no espaço entre elas compreendido.

Parece-nos plausível atribuir novamente a Bagolini (4) a origem das juntas como sendo devidas à existência de zonas de velocidades diferenciais de fluxo no corpo de lençol de lava durante sua efusão; critério análogo àquele adotado para aquelas juntas, bem mais numerosas mas de menor acentuação, que ocorrem nas faixas periféricas do derrame.

Aquêle autor representa (fig. 5) a superfície de fluxo com uma linha curva que se rompe em correspondência a estas juntas, onde, em função do resfriamento diferencial, a plasticidade do magma encontra-se num valor crítico de ruptura, tornando a faixa central independente, em seu movimento, das duas faixas periféricas.

Juntas dêste tipo são visíveis nas fundações das barragens de Jupiá e Ilha Solteira, rio Paraná e nas pedreiras das barragens de Bariri, Barra Bonita, Ibitinga-rio Tietê. Parece-nos poder concluir que tal fenômeno obrigatòriamente faça parte integrante de estrutura do derrame.

Em derrames de pequena espessura (inferiores a 10-15 m) o diaclasamento vertical geralmente não apresenta características de predominância em relação a outros sistemas, não conferindo portanto à rocha, em sua parte central, o aspecto colunar ou pseudocolunar.

Ainda na parte central do derrame ocorrem às vêzes fenômenos de desgasificação, em áreas bem restritas, de poucos metros de extensão, exemplificados pelas zonas vesiculosas indeferenciadas no corpo do basalto são. Passam porém ràpidamente para o têrmo compacto e difìcilmente serão confundidas com as vastas áreas de desgasificação superficial.

3.2.c — **A porção superficial**

Representa a faixa de desgasificação superior, obstaculada pelo rápido resfriamento do magma.

A lava ao extravasar-se das geoclases vem carregada de elevada quantidade de gases, que diminui gradualmente à medida que o lençol de lava avança. Os gases inicialmente em mistura íntima com a massa fluída, passam, durante o escoamento da lava, a emigrar para a superfície, perdendo-se.

A presença de vesículas, embora necessàriamente ligada aos resíduos magmáticos gasosos, está assim em dependência direta do grau de viscosidade da lava, que permite, ou não, sua conservação dentro do derrame.

De fato, as partes do derrame que sofrem um resfriamento ràpido (tôpo e base) conservam gases e vapôres, ao passo que o mais lento resfriamento da porção central permite o escape de tais elementos, resultando-a isenta de amígdalas.

Parece-nos, portanto, que a presença de vesículas na rocha deve-se antes à maior ou menor mobilidade dos gases, em função da viscosidade da lava, do que pròpriamente à quantidade de elementos gasosos. Pode-se mesmo dizer, que com o aumento da distância dos condutos efusivos, a perda da fluidez, devida ao resfriamento e o conseqüente aumento de viscosidade, funcionam como elementos compensadores do mais rápido escape de gases no magma fluido, conservando as faixas vesiculares.

Foi por nós verificado, em derrames da espessura de 6 a 8 m, próximo a sua periferia, que tôda secção era constituída por basalto vesicular, com absoluta ausência do têrmo compacto.

Bagolini (4) cita que o horizonte superficial acha-se às vêzes demarcado por uma linha de disjunção sub-horizontal que o separa do resto do derrame. A independência desta faixa superficial escoriácea e vesicular em relação à porção compacta subjacente através de uma junta contínua, já é assinalada por Daly (6). Êste autor considera a faixa superficial flutuando, nos estados sólidos e

plástico-sólido, sôbre a porção viscoso-líquida subjacente e participando, de forma passiva, do movimento desta durante a efusão.

As escórias sólidas, flutuando caòticamente na parte superficial, são responsáveis pelo aspecto acidentado desta. Embora não tenhamos observado o fato pessoalmente, achamos conveniente registrá-lo.

A espessura da faixa vesicular, é extremamente variável, relacionando-se com a possança do derrame. Como vimos, ela pode ocupar a total espessura dêste, mas em condições normais limita-se à têrça ou quarta parte superficial.

A forma de ocorrência de vesículas e amígdalas leva-nos ainda a distinguir, dentro do horizonte vesicular, três faixas superpostas (Leinz 12). Logo acima do basalto compacto, uma primeira faixa com vesículas predominantemente esféricas, representando uma fase estacionária dos gases, com aspecto parcialmente consolidado. Acima desta, uma zona com vesículas alongadas em sentido vertical, indicando a tendência dos gases de se deslocarem em direção à superfície. Finalmente, na faixa mais superficial, vesículas de formas elipsoidais, com maior alongamento no plano horizontal. Estas vesículas representam verdadeiras texturas fluidais, através das quais é possível ter indicações, embora precárias, sôbre a direção de fluxo do derrame.

É claro que esta distinção não deve ser considerada em sentido absoluto, possuindo um caráter esquemático. Em derrame de pequena espessura (10-15 m) tais faixas não são, via de regra, identificáveis.

4 — OS SEDIMENTOS INTERPOSTOS

No que diz respeito às relações entre eruptivas e sedimentos interpostos, vários pontos devem ser analisados.

A deposição eólica precedeu aos derrames basálticos na formação da Bacia do Paraná sôbre uma camada desértica de dunas.

A atividade eólica, continuando-se mesmo durante o extravasamento do magma, fêz com que entre dois derrames sucessivos ocorressem muitas vêzes intercalações arenosas de maior ou menor entidade.

Pelo fato da zona de proveniência dos materiais eólicos situar-se na borda da área ocupada pelas efusivas, deve-se esperar òbviamente uma notável diminuição da espessura do material intertrapeano, em direção ao centro da bacia.

A granulometria e a composição dos depósitos intertrapeanos são as mesmas do arenito Botucatu. Constituem-se de areia fina, silte e argila, êstes últimos correspondendo a fácies aquosas depositadas em ambiente hidrográfico de tipo desértico.

A ação das eruptivas sôbre tais sedimentos é restrita, pois o poder térmico do magma, embora bastante elevado não parece suficiente para provocar qualquer efeito de «cozimento» das areias eólicas. Entretanto, se a espessura do derrame fôr relevante, terá sem dúvida lugar o processo diagenético de adensamento das areias e demais frações sedimentares. A cimentação das areias deve-se possìvelmente à ação de soluções hidrotermais zeolitizantes (Farjallat, 5). A presença por outro lado, de um cimento quartzoso englobando os grãos de areia, fato êsse que levou ao emprêgo do têrmo «arenito» silicificado, sugere a possibilidade de uma deposição de quartzo secundário, numa fase intermediária entre as duas efusões, ligando-se talvez genèricamente às condições hidroclimáticas da época.

O efeito térmico das eruptivas sôbre os sedimentos será entretanto sensível com a diminuição da granulação dos mesmos. No caso de argilas e siltes intertrapeanos, o processo de digênese, ou endurecimento, contará com a válida contribuição dêste efeito térmico. Isso pode ser constatado no local da Barragem de Ilha Solteira.

Os sedimentos arenosos interpostos entre dois derrames não apenas ocorrem sob a forma de camadas individualizadas, mas se misturam ao basalto de várias formas.

Podem constituir pequenos diques ascendentes e descendentes, ou veios, no corpo do derrame, bem como podem se misturar de forma caótica ao basalto, englobando fragmentos do mesmo e dando origem à chamada «brecha basáltica».

Na figura 3, procuramos esquematizar as várias formas de ocorrência.

Na parte mais superficial, fragmentos e escórias de basalto acham-se imersos na matriz arenosa, passando gradativamente à região inferior, onde o arenito se insinua no basalto, preenchendo-lhe as fraturas.

Esta zona mista pode alcançar espessura da ordem de vários metros, chegando, em correspondência à frente da efusão, a interessar tôda espessura do derrame. Analisamos a seguir, detidamente cada forma de ocorrência.

4.1 — As intrusões arenosas

Observa-se às vêzes, na porção basal dos derrames, a presença de «diques» ou veios de arenito, de nítido andamento ascendente, tendo-se introduzido no corpo do derrame a partir de sua base.

Os têrmos «intrusões arenosas» e «diques» são comumente usados (Pichler 15, e Washburne, 18) para evidenciar a semelhança dessas invasões arenosas com fenômenos ígneos.

É preciso distinguir êstes «diques» de um outro tipo de invasão arenosa, que ocorre no tôpo dos derrames e que consiste na deposição de areias eólicas na fraturas e cavidades superficiais. Êste segundo tipo de ocorrência é, por sinal, muito mais comum do que o primeiro.

Os diques verdadeiros têm aspecto característico, mostrando-se intensamente silicificados, com digitações horizontais. Sua espessura pode alcançar algumas dezenas de centímetros, embora em média não ultrapasse a 5,0 cm, estendendo-se entretanto por vários metros.

Pichler (14) descreve afloramentos dêstes diques na região de Salto Grande, rio Paranapanema, procurando demonstrar sua origem intrusiva.

Apresentam-se com coloração muito escura, cimento-sílico-ferruginoso, sendo que o complexo resulta mais resistente do que a própria rocha encaixante. Associam-se, às vêzes, a uma brecha constituída por fragmentos angulosos de basalto compacto, ou vesicular, envolvidos por matriz arenosa. Supõe o mesmo autor que durante sua efusão o magma tenha encoberto uma depressão, em que a areia eólica encontrava-se saturada d'água (bacia de tipo desértico). A temperatura elevada no plano de contacto entre areia e lava teria gerado no local um estado de fortes pressões que teriam causado o fendilhamento do derrame, com libertação de fluídos e vapôres ao longo das fraturas, com conseqüente «intrusão», nas mesmas, das areias pressionadas para o alto.

Não exclui que o fenômeno possa ter sido favorecido por elementos pneumatolíticos residuais do magma.

4.2 — A brecha basáltica

Fatôres determinantes na formação desta rocha são a contribuição da sedimentação eólica, na superfície do derrame, e, concomitantemente, a ação da desagregação mecânica à qual está submetido o tôpo do derrame em ambiente desértico.

Após uma primeira fase de solidificação do magma (fig. 2, A) com formação, em seu tôpo, de uma crosta de aspecto escoriáceo, muito acidentado, o sobreviver dos sedimentos eólicos levará a um nivelamento generalizado da superfície, a areia solta penetrando nas fendas e cavidades (fig. 2, B). A areia englobará neste processo fragmentos de basalto vesicular destacados do tôpo do derrame, e via de regra, bem angulosos, dando origem à chamada «brecha basáltica». Os eventos sucessivos conferirão ao conjunto maior ou menor consistência. Entendemos, por eventos sucessivos:

a) Adensamento provocado pelo recobrimento por parte de nôvo pacote de lava.
b) Eventuais efeitos térmicos associados ao aparecimento do derrame superior (no caso de sedimentos constituídos por frações finas).
c) Aparecimento de cimento silicoso ligado a intemperismo climático antigo (Farjallat, 7).
d) Efeito de soluções hidrotermais penecontemporâneas ao derrame basáltico superior; Farjallat (7) cita fenômeno de zeolitização de matriz arenosa, fenômeno em que as zeólitas chegam a constituir um elemento importante na cimentação.

No local da barragem de Jupiá, rio Paraná é a brecha basáltica o material que maior resistência apresenta ao intemperísmo, pois o arenito, bem «silicificado», constitui um esqueleto pràticamente inalterável. Já no local da barragem de Ilha Solteira, rio Paraná, onde a brecha supera, em certos trechos, 20 m de espessura, a matriz areno-siltosa, apresenta-se friável, desagregando-se com facilidade. Os 4,5 m superficiais da brecha apresentam, entretanto, notável endurecimento do intertrapeano, possìvelmente pelos dois primeiros motivos logo acima.

Na matriz sedimentar que não tenha sido perturbada pela escoriação da lava, verificamos ainda a presença de vestígios da originária estratificação eólica, em areias, ou de sedimentação em ambiente aquoso, em siltes e argilas.

É necessário aqui fazer uma distinção entre brecha de tôpo de derrame e brecha de frente de derrame.

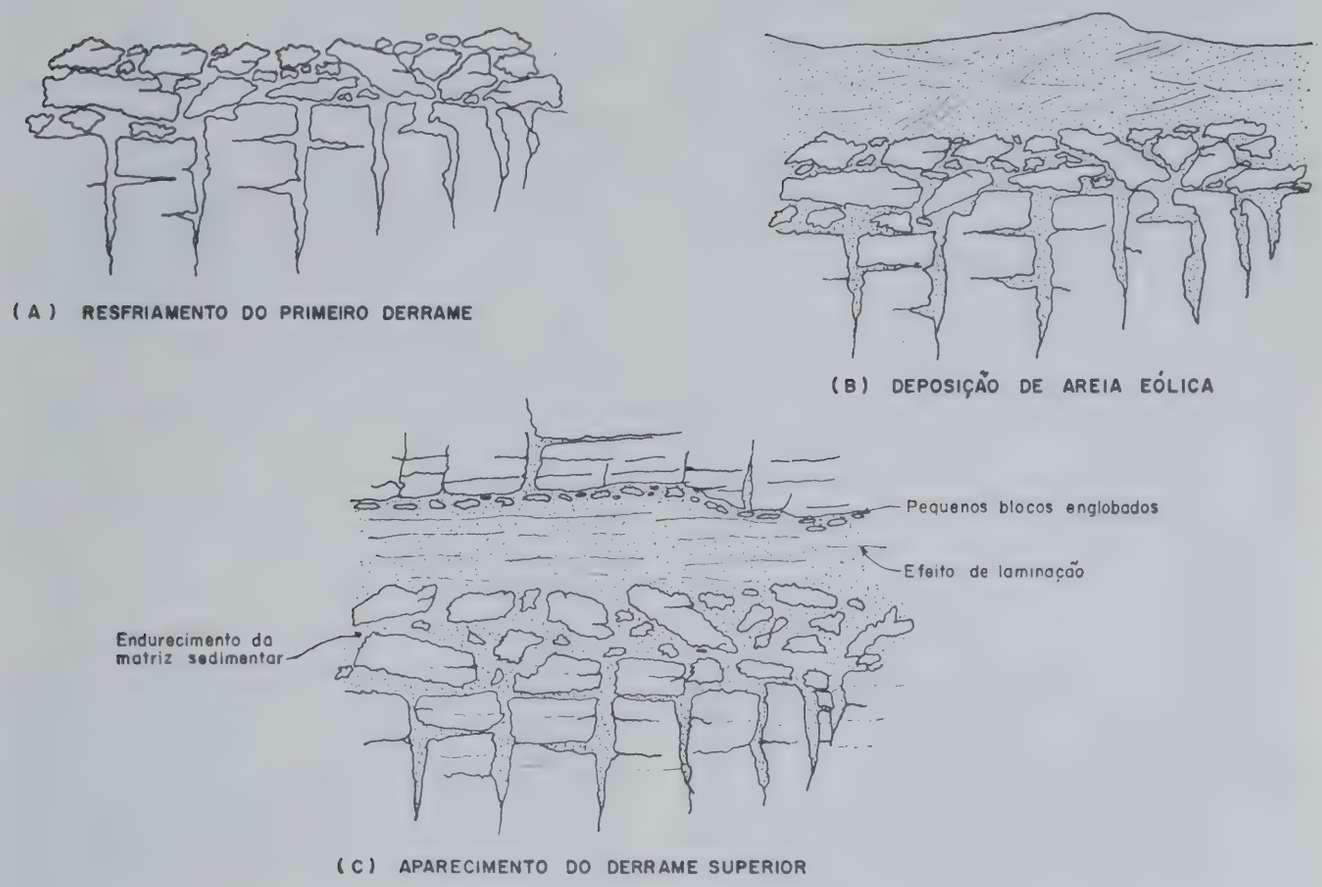


Fig. 2 — (Bagolini)

A frente de derrame constitui o ponto extremo de expansão do lençol de lava e é de fácil identificação em virtude de suas peculiaridades litológicas.

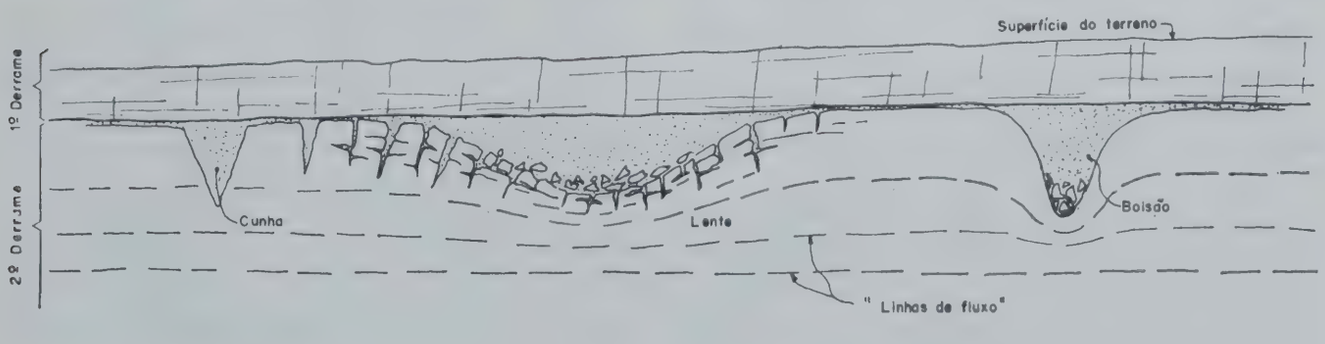
A lava, ao avançar, descalça fragmentos da superfície sôbre a qual flui, englobando-os e arrastando-os. Trata-se, muitas vêzes de fragmentos do derrame anterior, outras vêzes das próprias areias depositadas no hiato temporal de extravasão. Ao solidificar, a frente de derrame resulta numa mistura de basalto e arenito. Daí sua denominação de «brecha». Parte do material descalçado no avanço do derrame será indubitàvelmente levado à superfície do mesmo, misturando-se por sua vez à escória basáltica.

4.3 — Outras formas de ocorrência

O espaço limitado entre dois corpos basálticos pode conter volumosos depósitos de arenito, nas formas que chamamos de **cunhas**, **lentes** ou **bolsões**. Na usina de Jupiá, a área de fundação da eclusa fornece boa amostra disso.

Na figura 3 estão esquematizadas as três formas de ocorrência.

Foram introduzidas no perfil algumas «linhas de fluxo» que nada mais são do que



— ALGUMAS FORMAS DE OCORRÊNCIA DO MATERIAL INTERTRAPEANO

Fig. 3 — Algumas formas de ocorrência do material intertrapeano

as juntas de que falamos anteriormente e que permitem, graças a sua continuidade, uma mais fácil interpretação das anomalias. Juntas podem ser fàcilmente observadas nas escavações e são representativas do andamento do derrame durante o extravasamento. Evidenciam-se, na escavação, como descontinuidades via de regra paralelas aos contactos do derrame.

Consiste a **cunha** numa fratura franca do maciço rochoso, com as paredes da mesma cada vez mais afastadas entre si, à medida que se aproxima do tôpo do derrame. O espaço está preenchido por arenito. A cunha pode se aprofundar diversos metros no corpo do derrame. Fato importante são as «linhas de fluxo» do derrame não se modificarem, mantendo sua horizontalidade, quando interceptadas pela cunha.

A **lente:** nota-se nìtidamente, neste caso, o adelgaçamento do derrame, evidenciado pela aproximação do tôpo em direção à base do mesmo. Observa-se, por outro lado, que a base do derrame permanece horizontal, não sendo afetada por qualquer deformação. As «linhas de fluxo» sofrem por sua vez um estrangulamento. A base do derrame superior é também horizontal, graças ao preenchimento da depressão por parte de material intertrapeano.

A parte superior da lente ,em contato direto com a lava sofreu um adensamento ou endurecimento intenso. Disso resultou aquêle arenito vermelho, duro, laminado, bem conhecido. Tal espessura é da ordem de 20-40 cm, podendo alcançar a dimensão de um metro.

A parte central da lente, ao contrário, apresenta-se menos acentuada de côr, creme ou avermelhada, podendo inclusive apresentar as características de solo. Assim, quando exposta em corte, mesmo por espaço muito breve de tempo, resseca-se pela perda d'água intersticial fragmentando-se em pequenos pedaços, tornando-se assim extremamente friável.

Ainda na parte superior da lente nota-se intensa laminação do arenito, com presença freqüente de veios de calcita.

Parece-nos viável a hipótese, para explicar a laminação, de uma transmissão parcial do movimento do derrame, para o estrato arenítico subjacente. A lava, ao escorrer, mobilizaria, embora em escala muito reduzida, os sedimentos, ocasionando ligeira movimentação horizontal. Resultaria daí a intensa laminação, mais tarde acentuada pela deposição de veios de calcita e outros minerais secundários.

As partes basal e lateral inferior da lente apresentam-se caóticas, confundindo-se com o próprio tôpo do derrame. Blocos de basalto vesicular encontram-se destacados e englobados pelo material intertrapeano. A medida que nos aproximamos do corpo do derrame, a situação se torna mais regular: agora é o derrame que apresenta fendas verticais e inclinadas, preenchidas por veios de arenito, aqui novamente bem silicificado. Nota-se, de uma forma geral, que tais fraturas desenvolvem-se paralela e perpendicularmente ao tôpo. Em dimensão a lente pode alcançar 7 a 8 m de espessura e algumas dezenas de metros de extensão. Quando uma dimensão prevalece sôbre as outras a lente assume o aspecto de **canal**.

Um outro tipo de ocorrência, também esquematizado na figura 3, mostra, da mesma forma que a lente, uma inflexão do tôpo do derrame e um estrangulamento de fluxo ainda mais acentuado. É o **bolsão**, que alcança profundidade ainda maior que a lente e possui paredes quase verticais. Os fenômenos de mistura basalto-arenito são os mesmos que no caso da lente.

Lògicamente, essas formas de ocorrência podem conjugar-se umas com as outras.

Gênese

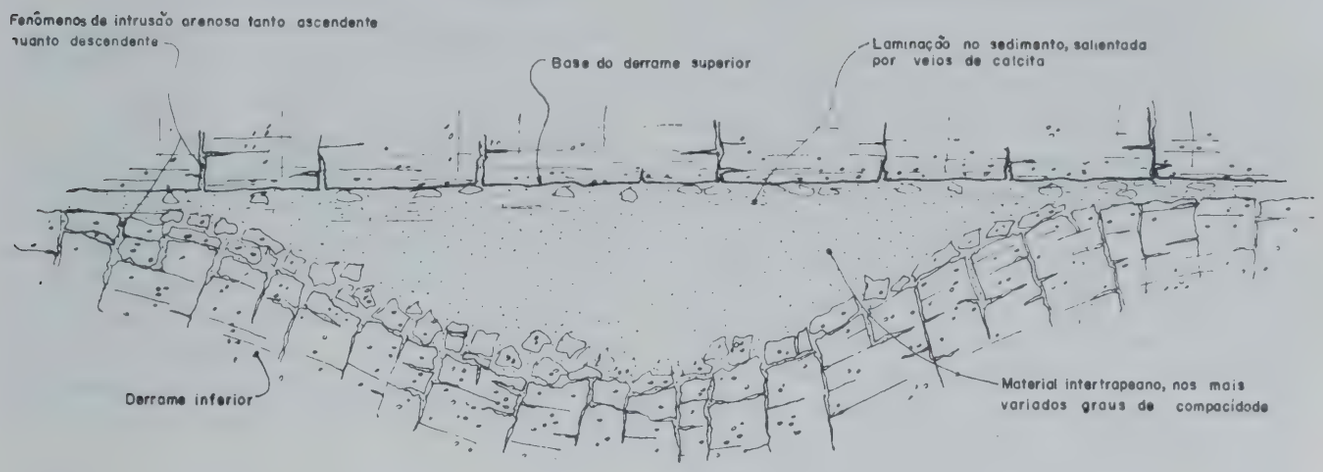
Tôdas as anomalias descritas parecem relacionar-se a tensões de tração desenvolvidas dentro do derrame em várias etapas de sua consolidação.

Em particular, as condições estratigráficas regionais do local estudado, sugerem que tais tensões foram causadas pelo particular andamento dos derrames, que apresentam fortes mergulhos bruscos, em seu traçado.

Tais mergulhos repercurtir-se-iam, no corpo de lava, de diversas maneiras, dependendo do seu estado de viscosidade e plasticidade. Dentre as três formas descritas acima, lente, bolsão e cunha, a primeira a surgir deve ser a lente.

O adelgaçamento do corpo de lava ocorre no momento em que esta se encontra num estado altamente pastoso, e localiza-se naturalmente, na zona de maior tensão e menor viscosidade, dentro do derrame.

A deformação é plástica em têrmos, pois a parte superficial do derrame, já no estado sólido ou semi-sólido, fragmenta-se de forma



— ESQUEMATIZAÇÃO DA OCORRÊNCIA DE INTERTRAPEANO COMO "LENTE".
Fig. 4

intensa. Num estado de maior viscosidade, mas ainda plástico, é que irá formar-se o bolsão. Por último aparecerá a cunha, que pela imperturbalidade das «linhas de fluxo» evidencia o estado tardio de sua formação. Não houve aqui deformação plástica, mas sim colapso.

5 — DESCONTINUIDADES

Abordamos neste ítem, os planos de descontinuidade física naturais, característica importante dos maciços basálticos em geral, e cuja origem seja contemporânea ou posterior à consolidação do magma. Cremos ser necessário então distinguir os planos, ou superfícies, que foram sede de deslocamento relativo de blocos contíguos, (ou seja as falhas e «juntas falhas»), dos que representam simplesmente planos de disjunção de naturezas várias (diaclases, fissuras, juntas). Prevenimos da dificuldade da inclusão dos fenômenos relacionados em qualquer dos dois grupos citados, pois muitas vêzes carecem elementos para sua precisa caracterização. Faremos ressaltar principalmente, as considerações de ordem genética dos referidos fenômenos, seu material de preenchimento e aspectos peculiares.

Os fenômenos acima podem ser classificados em duas categorias, de acôrdo com sua origem:

A. Primárias:
   a) diaclases de tensão (ou contração)
   b) juntas laminares horizontais
   c) juntas horizontais de grande extensão.

B. Secundárias:
   a) não tectônicas — leptoclases
   b) tectônicos — diaclases.

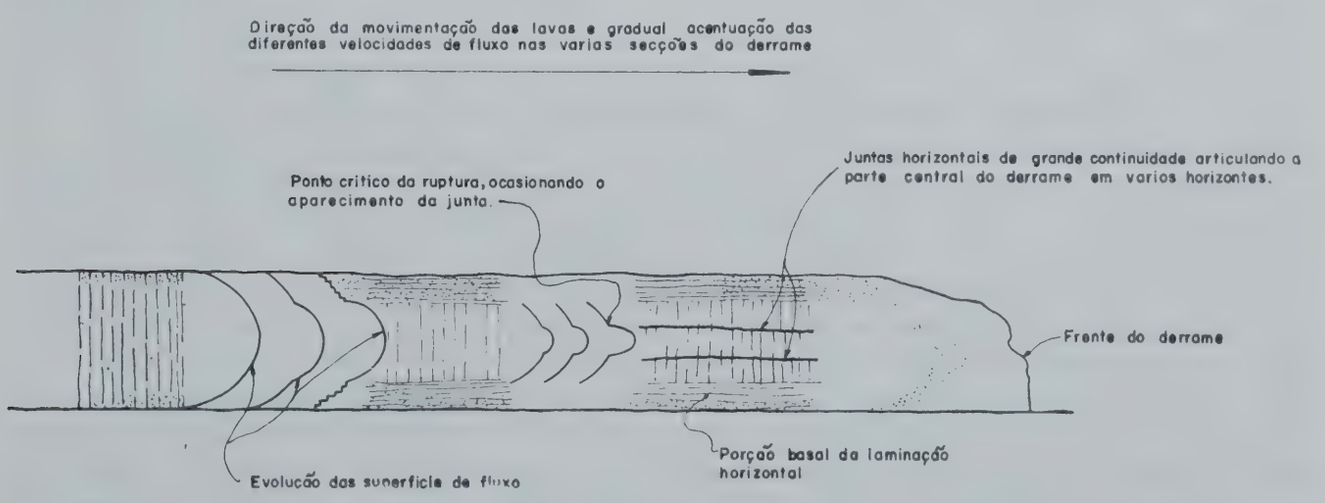


Fig. 5 — Hipótese sôbre a gênese das juntas de grande continuidade, em função das diferentes velocidades de fluxo.

5.1 — Descontinuidades primárias

As diaclases, fissuras e juntas primárias são conseqüência imediata das propriedades físico-químicas inerentes ao próprio magma em resfriamento, formando-se contemporâneamente à consolidação da massa do derrame.

É conhecida a peculiaridade de derrames basálticas apresentarem, em sua porção central, diaclasamento colunar, resultando numa sucessão de colunas hexagonais verticais. Entretanto, a condição acima é um tanto quanto ideal, pois dentro do corpo basáltico nem sempre observa-se a precisão geométrica citada, o que conduz a uma imperfeição das colunas cuja forma, na maioria dos casos, torna-se irreconhecível.

Muitas vêzes, as condições de tensões internas do magma propiciam a formação de prismas de base quadrada, retangular, trapezoidal, etc. ao invés de colunas ou prismas de base hexagonal. Neste caso o diaclasamento é caòticamente orientado, pràticamente sem nenhuma direção preferencial.

As juntas laminares horizontais, características de base e tôpo do derrame, já foram tratadas em capítulo anterior.

As juntas horizontais de grande extensão também foram tratadas anteriormente.

5.2 — Descontinuidades secundárias

As descontinuidades secundárias não tectônicas são representadas pelas leptoclases.

Estas são fraturas de pequenas dimensões em relação às diaclases. Foram observadas em Bariri, nas escavações para a eclusa, e em Jupiá. Sua origem, acredita-se esteja relacionada com o fenômeno da devitrificação, no ato de solidificação do derrame. O basalto de Bariri, analisado mineralògicamente, mostrou uma porcentagem bastante alta de matéria vítrea (30-40%). Esta, no seio do maciço, está em instabilidade, tendendo a se transformar em matéria cristalina. A devitrificação é normalmente lenta e acompanhada por redução de volume, devido à maior densidade de matéria no estado cristalino que no vítreo (e portanto amorfo). No caso de Bariri, dada à alta porcentagem desta última, é possível que a devitrificação tenha sido demasiadamente rápida, originando fortes tensões de cristalização no interior da rocha e determinado o seu fraturamento. No que foi dado observar, a rêde de leptoclases sempre se associa e se subordina às mais extensas superfícies de diaclasamento.

Quanto ao fraturamento tectônico nada temos a acrescentar, senão descrever o efeito do tectonismo regional sôbre os sistemas pré-existentes de diaclases. As películas de argilo-minerais interpostas entre blocos contíguos apresentam estrias de fricção nítidas. Estas atestam, a nosso ver, terem ocorrido tensões cizalhantes de caráter regional, mas de pequena amplitude, que provocaram sòmente um leve reajustamento dos blocos, reajustamento êste, «fotografado» nas películas argilosas acima citadas. Tal ocorrência é claramente visível no local da barragem de Ibitinga.

Em local algum foi observada a existência de diaclases de origem tectônica.

5.3 — A Junta-Falha

Uma descontinuidade de difícil enquadramento na classificação acima citada é a da «junta-falha».

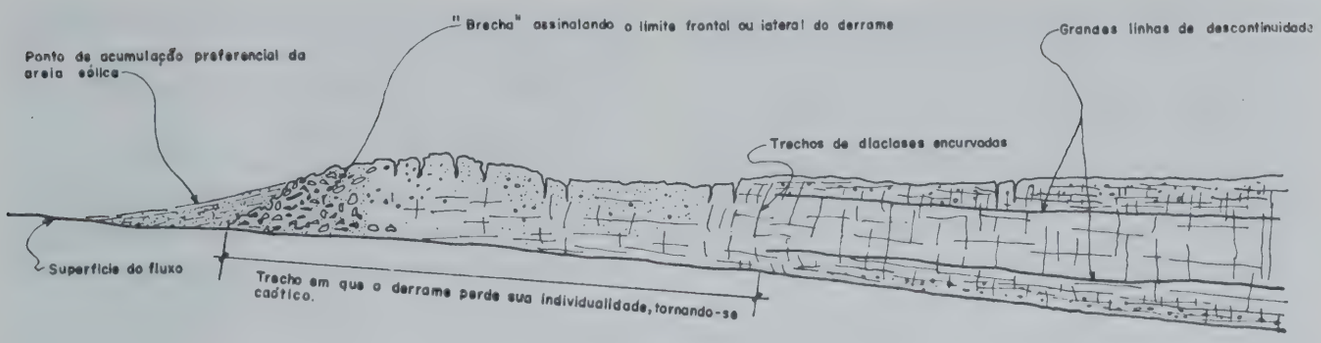
A denominação deriva do fato do fenômeno apresentar características dos dois tipos de descontinuidade, simultâneamente.

Da junta apresenta o andamento horizontal, ou sub-horizontal, paralelo aos contactos do derrame, além da grande continuidade lateral (tendo sido observada por centenas de metros). Da falha apresenta o típico material de preenchimento, numa espessura variável entre poucos centímetros até mais de um metro, e às vêzes, algumas ramificações em direção ao tôpo do derrame.

Acreditamos que esteja genèticamente ligada ao fenômeno anteriormente abordado, ao descrevermos as juntas de grande continuidade.

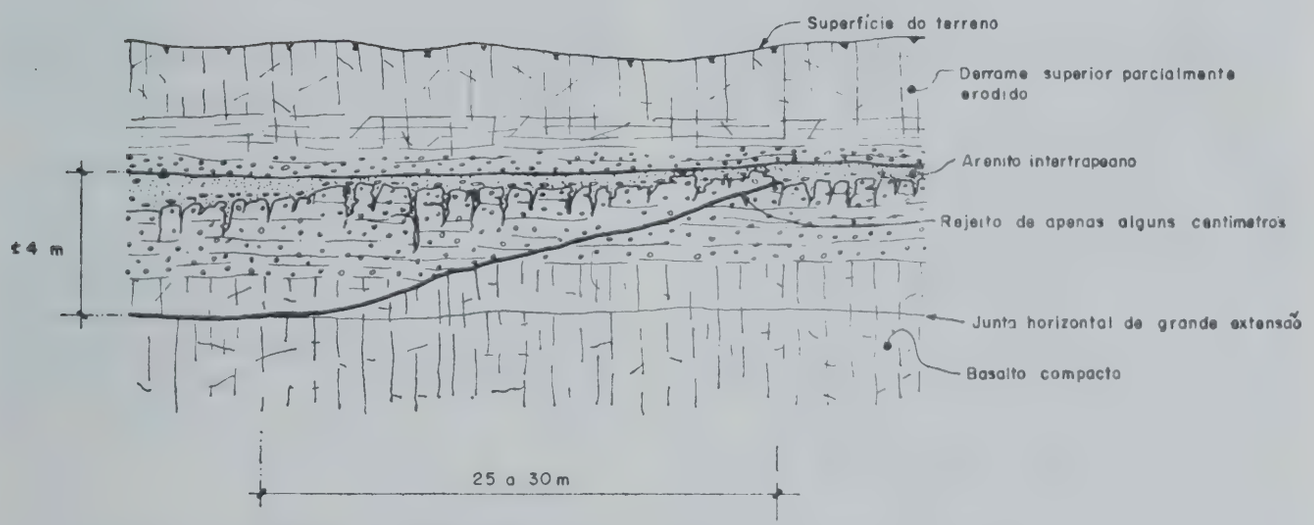
Seu caráter genético próprio, ou seja de movimento relativo entre zonas mais e menos viscosas do derrame, de imediato nos leva à consideração de que uma milonitização do material que interessa o plano das juntas possa vir ocorrer com certa facilidade, em virtude de tensões cizalhantes vindas do próprio derrame, no ato da solidificação.

O material de preenchimento é extremamente variado, consistindo numa mistura de fragmentos de basalto, material arenoso de alteração e argila de tipo montmorilonítico. Observa-se ainda a formação de minerais secundários (como sílica e calcita) típicos de brecha de falha. Acreditamos que realmente não seja necessário explicar tais fenômenos como resultantes de solicitações tangenciais, provenientes de um tectonismo regional; aquelas, se houveram, posteriormente à soli-



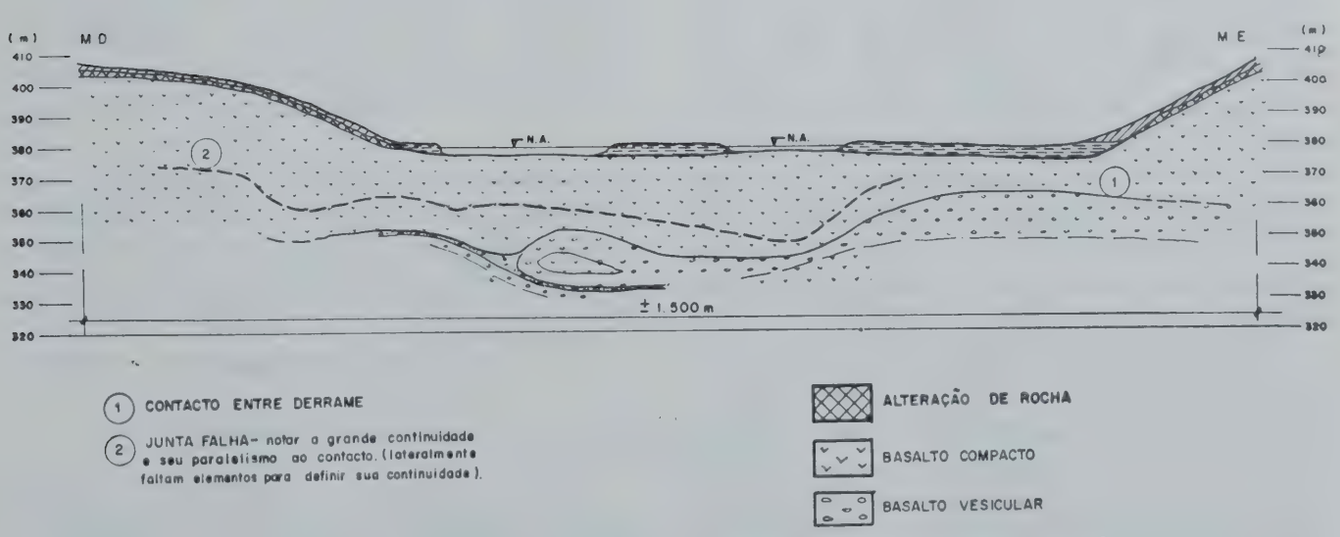
— REPRESENTAÇÃO DA PORÇÃO FRONTAL OU LATERAL DE UM DERRAME

Fig. 6



— DETALHE DA FORMA DE OCORRÊNCIA DE UMA JUNTA-FALHA CONVERGINDO PARA SUPERFÍCIE DO DERRAME.

Fig. 7



— SECÇÃO GEOLOGICA AO LONGO DO EIXO DA BARRAGEM DE IBITINGA, RIO TIETÊ,

Fig. 8

dificação total do magma, apenas contribuíram para um maior brechamento do material interposto no plano da junta. Pode-se quase dizer que o que determina o aparecimento da «junta-falha» é uma espécie de «autotectonismo», no qual as tensões cisalhantes responsáveis pela milonitização do material estão genèticamente ligadas à própria formação do derrame.

Essas juntas-falhas foram observadas nas escavações das barragens de Ibitinga (fig. 8), Jupiá (fig. 7) e Ilha Solteira.

A «Junta-Falha» de Ibitinga

Fenômeno que ilustra de maneira inequívoca as superfícies de descontinuidade física em derrames basálticos, causadas por diferenças de velocidade entre as partes centrais e periféricas do derrame, é o que ocorre no local de implantação da barragem de Ibitinga, e que interessa tôda área de fundação da referida barragem. Lá as fundações consistem principalmente de basalto microcristalino, de côr cinza. É marcante a presença nesta rocha, de argilo-minerais, principalmente entre as diaclases na forma de placas já descritas e, secundàriamente, disseminado no corpo de rocha, na forma de pequenas manchas verdes (nontronita).

O diaclasamento, no corpo principal das fundações representadas pelo referido basalto microcristalino, é predominantemente vertical, dando à rocha aspecto colunar típico. O fundo do rio, no local da barragem está na cota 378, que constitui a cota aproximada das fundações das obras de descarga, usina, trechos de ligação M.E. e M.D., etc. (fig. 8).

O contato basalto microcristalino, com o vesículo-amigdaloidal, limite do derrame, está nas cotas variáveis 348 a 355, de acôrdo com as sondagens de reconhecimento perfuradas. O basalto microcristalino aparece apenas como que seccionado entre as cotas variáveis 357 e 374, por uma superfície de fraturamento que embora irregular como se deduz pelas cotas de ocorrência, possui continuidades lateral e para montante e jusante, comprovadas.

Possui espessura variável de quase 1 m em alguns pontos, e em outros, pràticamente desprezível. É preenchida, não uniformemente, por produtos secundários como grandes placas de material argiloso, calcita, caolinita (provàvelmente) e fragmentos de basalto brechado, mais ou menos alterado. Em pontos onde não existe preenchimento, persiste o fraturamento, o que evidencia a continuidade do fenômeno. A presença do material secundário e principalmente do basalto brechado, levou muitos a classificar o fenômeno como uma falha, em cujo material de preenchimento teriam sido observadas inclusive estrias de fricção causadas por movimentos cisalhantes.

Acreditamos, porém, que não seja preciso aventar, para a explicação do fenômeno, movimentos relacionados a um tectonismo de caráter regional.

Pensamos, isto sim, como já o expusemos anteriormente, que tal fraturamento seja causado exclusivamente pelas diferentes velocidades das partes periféricas e central do derrame. Isso evidentemente explicaria inclusive o aspecto de «brecha de falha» no plano de fraturamento, pois velocidades diferenciais implicam necessàriamente em solicitações tangenciais por pequenas que sejam, porém suficientes para milonitizar a rocha.

O principal material de preenchimento da fratura, são placas às vêzes de grande dimensões (20 ou 30 cm) de côr creme, brilho gorduroso e de extraordinária capacidade de hidratação. A análise por raios X, revelou tratar-se de uma argila do grupo da montmorilonita (bentonita), em estado quase coloidal. Está associada em Ibitinga, muitas vêzes, com um material leitoso pulverulento, o que nos permite deduzir que sua origem esteja relacionada à ação intempérica sôbre os minerais ferromagnesianos, zeólitas e primários no basalto.

Concluindo, cremos não deva ser outra a origem do fenômeno, senão a apontada acima, ainda porque êle interessa apenas o corpo central do derrame constituído pelo basalto microcristalino.

5.4 — Origem dos materiais de preenchimento das fraturas

Acreditamos possam ser aventadas duas hipóteses quanto à gênese dêsses materiais:

I — Ação intempérica
II — Ação hidrotermal

I — Ação intempérica

a) Montmorilonita

Sua gênese está associada a ambientes úmidos, alcalinos e neutros, ricos em Ca, Fe e Mg. Grim (10) sugeriu que êsse mineral ar-

giloso poderia ser formado a partir de minerais (principalmente os ferro-magnesianos) de rochas básicas, sob condições de drenagem pobre ou pouca chuva. Nessas condições a montmorilonita apareceria por lixiviação incompleta das bases, retidas justamente pela drenagem pobre ou evaporação excessiva.

Isso explica a propriedade que tem em se expandir consideràvelmente sob umidecimento. A montmorilonita pode ocorrer numa fase intermediária da degradação dos constituintes de rochas máficas para a caolinita, em solos fracamente drenados.

b) **Nontronita**

Segundo Hawkes e Webb (11), em épocas de chuvas moderadas e altas sob situações topográficas especiais para a lixiviação contínua (declives favoráveis), os produtos finais do intemperismo em rochas básicas são os óxidos hidratados de Al, Fe e Ti. Todavia, esclarece que o principal processo de decomposição existe quando certos produtos intermediários aparecem sob condições desfavoráveis para a transição completa. Êsses produtos são, halloysita, formada a partir do plagioclásico, e principalmente montronita e magnita, formados a partir da olivina.

c) **Calcedônea**

Apareceria pela degradação do quartzo, que passaria por uma fase intermediária de ácido silícico.

II — **Origem metamórfica (Hidrotermal)**

Implicaria ùnicamente em condições de metamorfismo termal, pela ação de massas magmáticas profundas lògicamente com temperaturas mais altas, sôbre os corpos de rocha já consolidados.

Soluções hidrotermais, freqüentes nas últimas fases da efusão magmática seriam responsáveis pelo transporte e deposição dos minerais argilosos nos planos de fraturamento já abertos, situados em diversos níveis do maciço.

Materiais interpostos entre as diaclases

Os blocos de basalto, limitados pelo diaclasamento, conjugam-se quase sempre por finas películas ou placas, às vêzes de vários milímetros de espessura; são elas fàcilmente destacáveis, principalmente quando sêcas, tanto manualmente, como pelo abalo das detonações necessárias ao desmonte da rocha, nas barragens onde foram efetuadas observações.

Ensaios físico-químicos efetuados com tal material recolhido das fundações da barragem de Bariri, revelaram que sua composição mineralógica é a seguinte:

a) Feldspato plagioclásio;
b) Argilo-mineral montmorilonítico possìvelmente nontronita, ou membro da série nontronita-beidelita;
c) Argilo-mineral do grupo das micas;
d) Calcedônea.

Dos minerais acima, há predominância quase total do componente argiloso de série nontronita, que explica o comportamento particular daquelas películas face à água que percola pelos planos de descontinuidades físicas da rocha.

As películas inicialmente comportam-se como impermeáveis, porém, com o prolongar da percolação e secagem alternadas, elas se «intumescem» e se «retraem», e, se o «intumescimento» favorece como que «lubrificação» dos planos das fraturas e origina pressões contra os blocos contíguos, a «retração» imediata provoca o esfarelamento gradativo das placas, que cada vez mais submetidas aos ciclos sucessivos de umedecimento e secagem, são finalmente carreados pela água que se infiltra nas diaclases; êste processo origina um «descalçamento» de blocos adjacentes os quais com as suas condições de estabilidade bastante diminuidas, ficam sujeitos à ação mecânica das águas, que provocará cedo ou tarde, o seu tombamento. Acreditamos seja êste processo um dos fatôres determinantes no recuo das cachoeiras em soleiras basálticas.

A ocorrência de tais películas é generalizada e pode ser esperada em todo derrame.

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA F. F. DE — "Botucatu, a triassic desert of South America" — Anais do 19º Cong. Intern. Geol. Alger, 1952.

2. ALMEIDA F. F. DE — "O planalto basáltico da Bacia do Paraná" — Bol. Paul. Geog. nº 24, S. Paulo, 1956.

3. BAGOLINI, B. — "Geologia da barragem de Jupiá", Rio Paraná — Rel. Themag, 1963.

4. BAGOLINI, B. — "Note sulla geologia del basalto dell'Alto Bacino del fiume Paraná, nel Brasile Meridionale" — Rel. Themag, 1964.

5. BILLINGS, MARLAND — "Geologia Estrutural" — Editorial Universitária Buenos Aires, 564 pp., 1963.

6. DALY, R. A. — "Igneous Rocks and the Depths of the Earth" — McGraw Hill Book Company Inc., New York, 1933.

7. FARJALLAT, J.E.S. e SUGUIU, K. — "Observações sôbre a zeolitização em basalto e arenito Nioaque, Mato Grosso" — Bol. Soc. Bras. Geol., Vol. 15, nº 3, 1966.

8. FRANCO, R. R. — "Zeólitas dos basaltos do Brasil Meridional (Gênese e Paragênese)" — Bol. Fac. Fil. Ciências e Letras USP, Min. 10, SP; 1952.

9. FRANGIPANI, A. — "Mapa da superfície superior do basalto subjacente aos arenitos cretáceos no Estado de São Paulo" — Bol. Inst. Geog. Geol., vol. 15.

10. GRIM, R. E. — "Clay Mineralogy" — McGraw Hill Book Co. Inc., New York, 342 pp., 1953.

11. HAWKES, H. E. e WEBB, J. S. — "Geochemistry in Mineral Exploration" — Harper & Row, New York, 1962.

12. LEINZ, V. — "Contribuição à geologia dos derrames basálticos no sul do Brasil" — Bol. Fac. Fil. Ciências e Letras USP, nº 58, Geol. 5 SP, 1949.

13. LEINZ, V. e outros — "Sôbre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná" — Bol. Soc. Bras. Geol. vol. 15 nº 4, SP 1966.

14. PICHLER, E. e RUIZ, M.D. — "Relatório Geológicos" — Inst. de Pesq. Tecnol. de SP, Secção Geol. Aplicada, SP.

15. PICHLER, E. — "Diques de arenito em Salto Grande, Rio Paranapanema" — Bol. Soc. Bras. Geol. Vol. 1, nº 1, São Paulo, 1952.

16. RUIZ, M.D. — "Contribuição ao estudo tecnológico de algumas rochas basálticas do Est. de SP" — Tese de Doutoramento à Escola Politécnica da USP., SP, 1962.

17. RUIZ, M.D. — "Mecanismo de desagregação de rochas basálticas semi-alteradas" — Anais do 2º Congresso Pan-Americano de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, 1963.

18. WASHBURNE, C. — "Petroleum Geology of the State of São Paulo" — Com. Geog. Geol. Est. de S. Paulo, 1963.

O PALEOZÓICO DA BACIA DE JATOBÁ, Pernambuco

Por

PAULO M. C. BARRETTO (*)

ABSTRACT

This resumé is concentrated only on the general geological and stratigraphical results of the Jatoba Basin, Pernambuco State, and represents field investigations made by geologists of Nuclear Energy Commission of Brazil.

Four new formations of the middle Paleozoic are proposed and study, description and correlations indicated, present a new aid in the interpretation of the Devonian paleogeography in Brazil.

INTRODUÇÃO

Foi F. Halfeld, em 1860, o primeiro a relatar a ocorrência de arenitos, considerados como cretácicos ao longo do Rio São Francisco.

Almeida (1962) fazendo uma viagem de reconhecimento na bacia de Jatobá, foi o primeiro a chamar a atenção para a possibilidade de se encontrar sedimentos paleozóicos na bacia pela grande semelhança com os sedimentos de Tucano norte.

Em 1962 a Petrobrás iniciou o mapeamento geológico em semi-detalhe. No mesmo ano, geólogos da Comissão Nacional de Energia Nuclear iniciaram o reconhecimento geológico, radiométrico e sedimentológico da bacia.

Como pode ser visto por êste breve histórico a bacia de Jatobá só recentemente foi estudada em sua geologia. Êsses trabalhos foram executados em rítmo crescente até 1963 pela Petrobrás e até 1966 pela CNEN. Atualmente existem 2 poços perfurados pela Petrobrás (IMst-1-PE e IJa-1-PE), inúmeras sondagens para captação de águas subterrâneas efetuadas pelo DNOCS, CVSF, SUDENE e CONESPE.

Desejamos expressar nossos agradecimentos ao geólogo Bernard Blangy do «Commissariat à l'Energie Atomique da França», pela orientação nos trabalhos de campo; à Petrobrás pela permissão em divulgar a parte final do perfil de complementação da sondagem de Ibimirim e aos seus geólogos O. S. Raulino e N. O. Cenachi, pelas informações verbais.

Dentre os técnicos da CNEN, que trabalharam na bacia de Jatobá, expressamos nossa gratidão aos colegas K. Fuzikawa, J. N. Villaça, N. Morrone, L. C. S. Surcan, G. J. Ayres, A. C. Maciel, D. A. Souza, N. A. Mourão, F. G. Chaves, J. C. Lemos, M. N. Consentino, G. C. Leite, J. C. Favali e C. H. C. Azuaga, pela colaboração durante três anos de trabalho de campo.

Ao Sr. e Sra. Gorsky, que fizeram as análises petrográficas, mineralógicas e sedimentológicas no laboratório mineralógico-petrográfico da CNEN, fornecendo assim preciosas informações.

Ao Dr. Setembrino Petri, pela orientação e sugestões na execução dêsse trabalho.

CARACTERÍSTICAS GERAIS

Limites — A bacia de Jatobá, prolongamento da bacia de Tucano, é inscrita dentro do polígono delimitado pelas Cidades de Petrolândia, Inajá, Buique, Riacho Sêco e Ibimirim.

Em têrmos geográficos, está compreendida entre os paralelos de 8° 30' a 9° 10' latitude sul e entre os meridianos 37° 10' e 38° 40' longitude oeste.

Com 6.200 km² de área, tem um comprimento máximo de 155 km e largura de 50 km, lembrando na sua forma uma elipse. O limi-

(*) Comissão Nacional de Energia Nuclear.

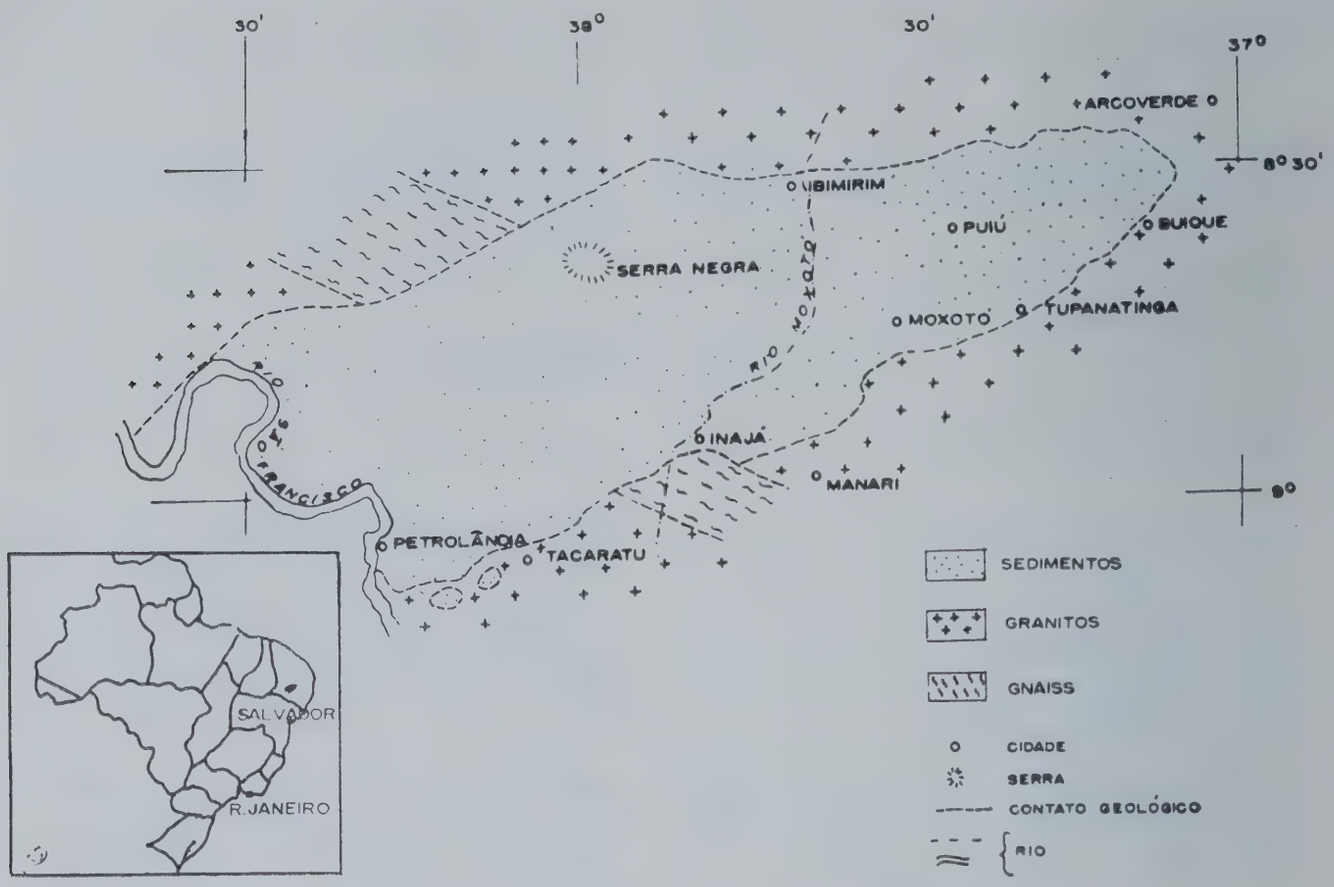


Fig. nº 1 — Bacia de Jatobá. Localização.

te dos afloramentos é bastante retilíneo, e segundo a direção do eixo maior da Bacia.

O limite norte é feito pela grande falha de Ibimirim, com rejeito acima de 4.000 m. A oeste seu limite natural é o do rio São Francisco, sendo separada estruturalmente da bacia de Tucano pelo Arco Tectônico de São Francisco.

Morfologia — A forma estrutural da Bacia é um graben assimétrico, o que influi no aspecto atual do relêvo. O mergulho das camadas é de ordem de 4° a 5° NW nos sedimentos da borda SE e pouco mais suave na borda NW. Localmente pode atingir 10° a 12°.

Existem 2 relêvos distintos. O primeiro, bastante acidentado constituído por morros, serras, serrotes, escarpas de falha, morros testemunhos, ocorre exclusivamente ao longo da borda SW. São os sedimentos sotopostos ao embasamento, cuja resistência à erosão aliada ao tectonismo, deu origem a essas formas topográficas. Serra do Saco, Serra do Manari, Serra do Parafuso, Serra do Soê, Serra do Imbuzeiro, são exemplos que podem ser citados.

Essas formas abruptas, cujas encostas apresentam fortes gradientes, em sua maioria semelhantes a «Cuestas», correspondem a compartimentos levantados por tectonismo e limitados por escarpas de falha. (Foto 1). A parte superior dessas serras é constituída por sedimentos bem compactados da Formação Manari protegendo o granito.

O segundo tipo de relêvo, com expresão territorial muito maior, é constituído por tabuleiros de altitude variando entre 400 e 500 metros. (Foto nº 2) São formados por sedimentos mesozóicos, em grande parte recobertos por uma espêssa camada de areia, que atinge até 8 metros, resultante do intenso intemperismo a que foi submetida a bacia nos últimos tempos geológicos. Essa topografia plana é ùnicamente alterada pela Serra Negra, ponto mais alto de tôda a bacia, atingindo a cota de 950 m.

Foto nº 1 — Diaclasamento colunar na Formação Manari, ao sul de Manari Velho. Pernambuco (Bacia de Jatobá, foto do autor).

Foto nº 2 — A Serra do Manari vista pela face Sul, mostrando a repetição por falha da Formação Manari cujos sedimentos estão em primeiro plano a direita. Na chapada central temos a Formação Inajá. (Bacia de Jatobá, foto do autor).

SINOPSE DA GEOLOGIA GERAL

Ocorrem na bacia de Jatobá com área de 6.200 km² arenitos mesopaleozóicos, constituindo o chamado Grupo Jatobá; sedimentos Jura-Cretácicos do Grupo Bahia, constituído pelas Formações Aliança, Sergi, Candeias, Ilhas e São Sebastião; e areias e sedimentos terciários da Serra Negra.

Os sedimentos foram depositados em uma bacia formada por um diastrofismo intenso e que foi estruturalmente ativada por fenômenos tectônicos posteriores, resultando uma coluna sedimentar estimada em 3.200 m no mínimo, na sua parte mais profunda.

Dessa espessura total, o Paleozóico e a Formação São Sebastião são os componentes de maior expressão territorial.

Os arenitos predominam grandemente sôbre os outros tipos litológicos.

A Estratigrafia é assim resumida (fig. 2):

a) **Paleozóico**

Formação Manarí — composta por arenitos grossos, feldspáticos, estratificados correlacionáveis com a Formação Serra Grande do Maranhão.

Formação Inajá — constituída de arenitos siltitos e folhelhos correlacionáveis com a Formação Pimenteiras e parte da Formação Cabeças.

Formação Ibimirim — Constituída por arenitos médios, brancos, poucos folhelhos e siltitos calcíferos, fossilíferos, do mesodevoniano, encontrada sòmente em subsuperfície e identificada na sondagem de Ibimirim.

Formanão Moxotó — Constituída por folhelhos, siltitos endurecidos, com níveis de calcários, do Mesocarbonífero, igualmente identificada na sondagem da Ibimirim.

b) **Mesozóico**

Formação Aliança — do Neojurássico segundo os últimos dados de paleontologia, representada só por seu membro superior, constituído de folhelhos vermelhos.

Formação Sergi — Cretáceo, constituída de arenitos, não aparece em grande parte da bacia, sendo ausente de Inajá para ENE.

Formação Candeias — representada pelas partes média e superior, constituída de arenitos com predominância sôbre siltitos e folhelhos.

Formação Ilhas — constituída por arenitos vermelhos, formando alguns morros no centro sul da bacia.

Formação São Sebastião — Cretáceo, constituída por arenitos finos e folhelhos arenosos vermelhos.

Sedimentos da Serra Negra — do Terciário, calcário cinza e arenitos arroxeados.

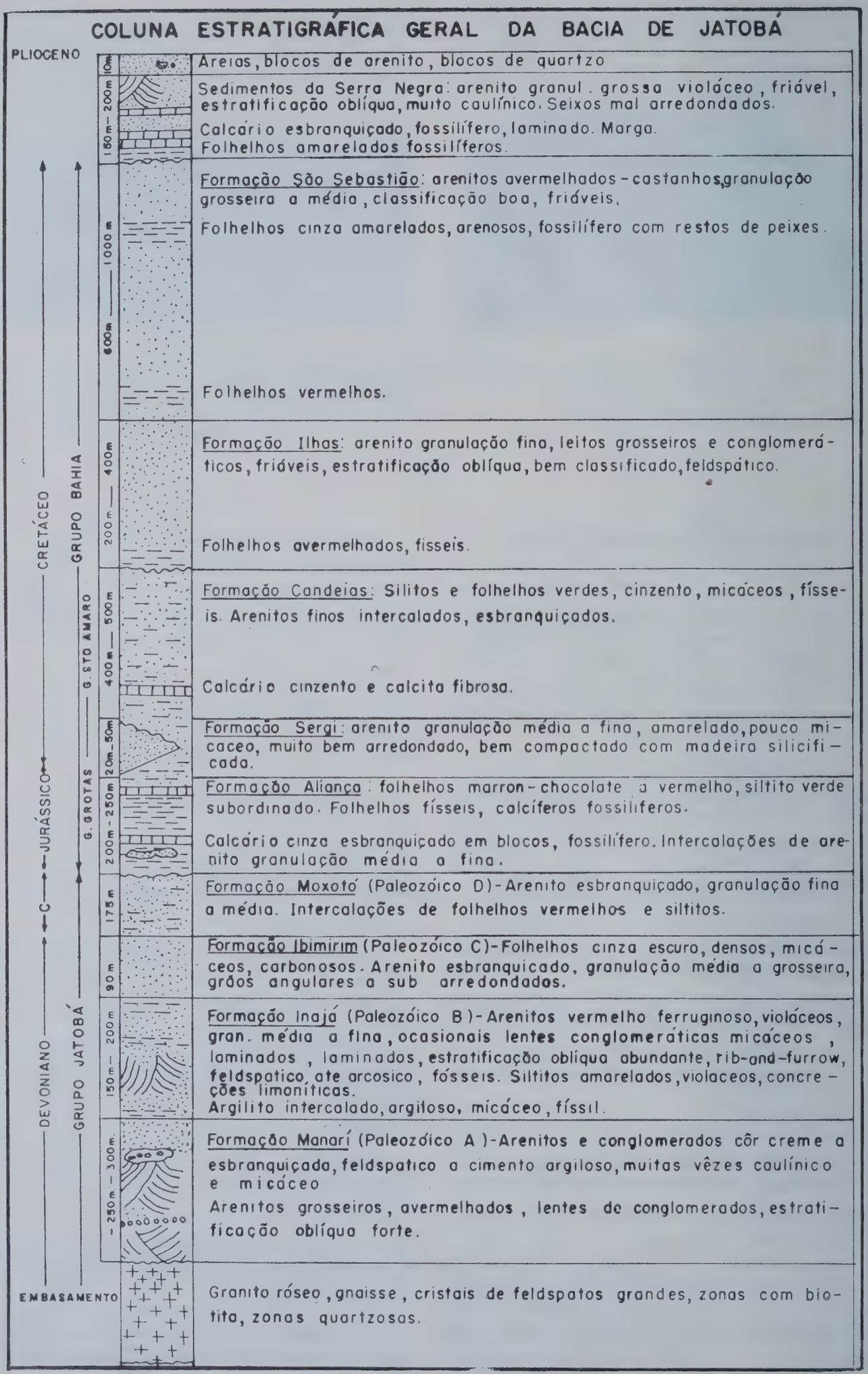

COLUNA ESTRATIGRÁFICA GERAL DA BACIA DE JATOBÁ
PLIOCENO
CRETÁCEO
JURÁSSICO
DEVONIANO
EMBASAMENTO
GRUPO BAHIA
G. STO AMARO
G. GROTAS
GRUPO JATOBÁ
10m
150m - 200m
600m ——— 1000 m
200m ——— 400m
400m ——— 500m
20m - 50m
200m - 250m
175 m
90 m
150m - 200m
- 250m - 300m
Areias, blocos de arenito, blocos de quartzo
Sedimentos da Serra Negra: arenito granul. grossa violáceo, friável, estratificação oblíqua, muito caulínico. Seixos mal arredondados.
Calcário esbranquiçado, fossilífero, laminado. Marga.
Folhelhos amarelados fossilíferos.
Formação São Sebastião: arenitos avermelhados - castanhos, granulação grosseira a média, classificação boa, friáveis.
Folhelhos cinza amarelados, arenosos, fossilífero com restos de peixes.
Folhelhos vermelhos.
Formação Ilhas: arenito granulação fina, leitos grosseiros e conglomeráticos, friáveis, estratificação oblíqua, bem classificado, feldspático.
Folhelhos avermelhados, fisseis.
Formação Candeias: Silitos e folhelhos verdes, cinzento, micáceos, físseis. Arenitos finos intercalados, esbranquiçados.
Calcário cinzento e calcita fibrosa.
Formação Sergi: arenito granulação média a fina, amarelado, pouco micaceo, muito bem arredondado, bem compactado com madeira silicificada.
Formação Aliança: folhelhos marron - chocolate a vermelho, siltito verde subordinado. Folhelhos físseis, calcíferos fossiliferos.
Calcário cinza esbranquiçado em blocos, fossilífero. Intercalações de arenito granulação média a fina.
Formação Moxotó (Paleozóico D) - Arenito esbranquiçado, granulação fina a média. Intercalações de folhelhos vermelhos e siltitos.
Formação Ibimirim (Paleozóico C) - Folhelhos cinza escuro, densos, micáceos, carbonosos. Arenito esbranquicado, granulação média a grosseira, grãos angulares a sub arredondadas.
Formação Inajá (Paleozóico B) - Arenitos vermelho ferruginoso, violáceos, gran. média a fina, ocasionais lentes conglomeráticas micáceos, laminados, laminados, estratificação oblíqua abundante, rib-and-furrow, feldspatico ate arcosico, fósseis. Siltitos amarelados, violaceos, concreções limoníticas.
Argilito intercalado, argiloso, micáceo, físsil.
Formação Manari (Paleozóico A) - Arenitos e conglomerados côr creme a esbranquiçada, feldspatico a cimento argiloso, muitas vêzes caulínico e micáceo
Arenitos grosseiros, avermelhados, lentes de conglomerados, estratificação oblíqua forte.
Granito róseo, gnaisse, cristais de feldspatos grandes, zonas com biotita, zonas quartzosas.

Figura 2

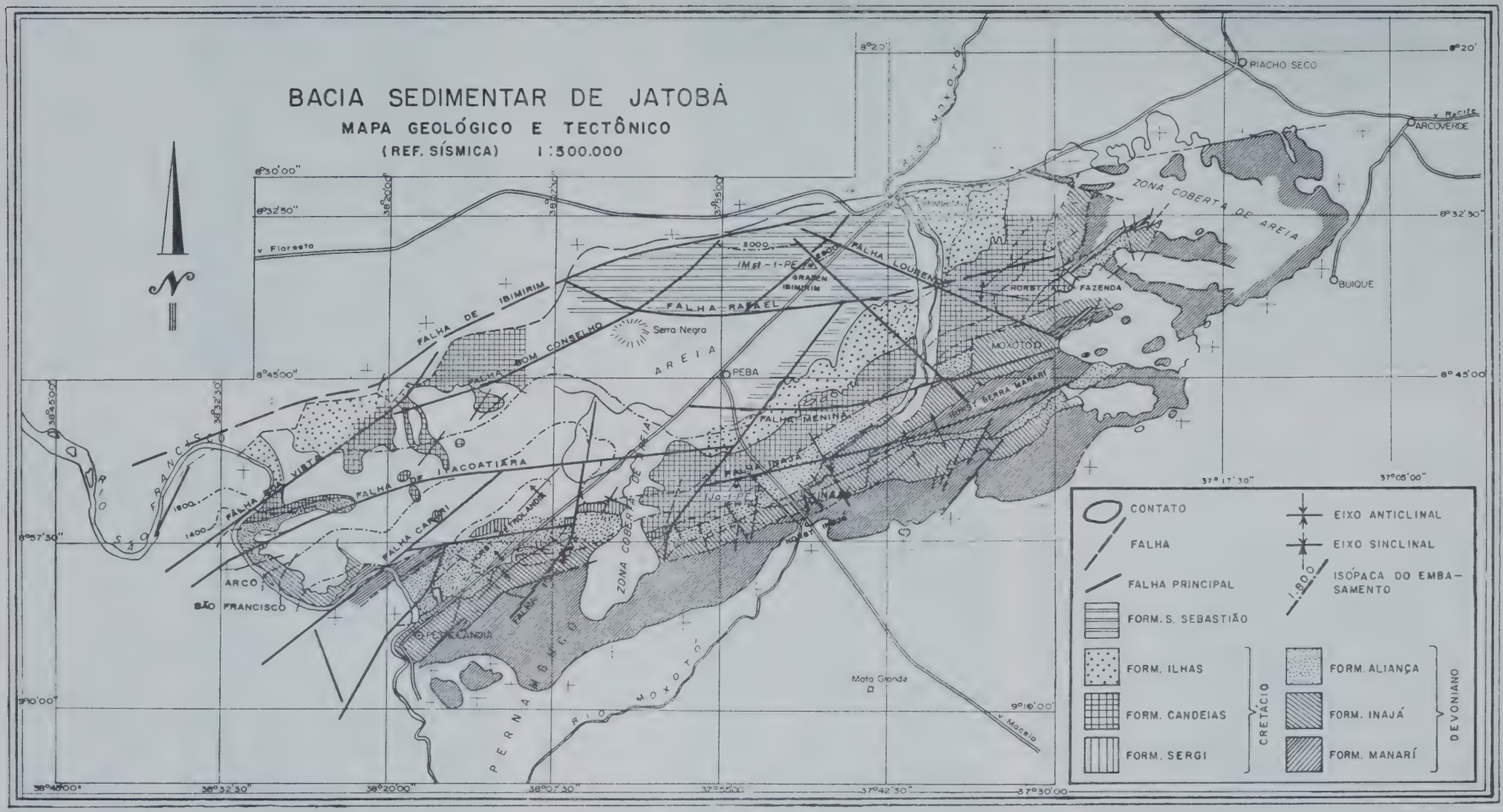

BACIA SEDIMENTAR DE JATOBÁ
MAPA GEOLÓGICO E TECTÔNICO
(REF. SÍSMICA) 1:500.000
N
PIACHO SECO
ARCOVERDE
BUIQUE
ZONA COBERTA DE AREIA
FALHA LOURENÇO
FAZENDA
MOXOTÓ
FALHA RAFAEL
Serra Negra
PEBA
FALHA DE IBIMIRIM
FALHA BOM CONSELHO
FALHA MENINA
FALHA INAJÁ
FALHA DE IYACOATIARA
FALHA CARIRI
ARCO
SÃO FRANCISCO
PETROLANDIA
Mata Grande
RIO MOXOTÓ
RIO SÃO FRANCISCO
CONTATO
FALHA
FALHA PRINCIPAL
FORM. S. SEBASTIÃO
FORM. ILHAS
FORM. CANDEIAS
FORM. SERGI
CRETÁCIO
EIXO ANTICLINAL
EIXO SINCLINAL
ISÓPACA DO EMBASAMENTO
FORM. ALIANÇA
FORM. INAJÁ
FORM. MANARÍ
DEVONIANO

Figura 3

As direções tectônicas são duas, correspondentes a duas fases tectônicas distintas, uma N 70 E e a outra mais moderna N 45º W. A principal falha visível é a falha de Ibimirim, que limita a bacia ao Norte, colocando o embasamento em contato com os sedimentos da Formação São Sebastião.

A inconstância, a irregularidade, as mudanças bruscas de espessura granulação, textura, variações faciológicas laterais são a regra de sedimentação durante o Paleozóico, especialmente da Formação Inajá. Uma sedimentação rápida deve ter caracterizado o Eodevoniano, passando gradualmente a sedimentação marinha de águas rasas, com rápidas e sucessivas subsidências.

OS SEDIMENTOS PALEOZÓICOS

Descrevemos aqui com maiores detalhes os sedimentos do Paleozóico, uma vez que as formações pós-Aliança são bastante conhecidas quanto a sua petrografia e sedimentologia:

Êsses sedimentos são constituídos por arenitos, siltitos, folhelhos, verificando-se uma tendência arenosa em todo o pacote sedimentar.

Constituem a parte basal da coluna estratigráfica, representada pelas Formações Manari e Inajá. A primeira, corresponde a um pacote de arenito quartzozo, petrogràficamente simples, ocasionalmente feldspático. A segunda, com suas variações faciológicas, apresenta uma petrografia bem mais interessante, com arenitos, folhelhos e siltitos.

As amostras dos fácies «Arenito Felspático» e «Arenito Lages» da Formação Inajá exibem estruturas irregulares, às vêzes cruzadas, má classificação, camadas argilosas misturadas com outras grossas e cascalhoass, indicando condições turbulentas de sedimentação, águas rasas, costeiras, deltáicas.

A mineralização radioativa primária, na Formação Inajá, foi de apatita microcristalina uranífera que foi secundàriamente alterada em pseudowavellita e crandalita, hidrofosfatos de cálcio e alumínio de zona supérgena.

Pseudowavellita e crandalita ocorrem na matriz em agragados fibrosos, aciculares, radiais, estrelados, normalmente ligados ao óxido de ferro (foto nº 4). Penetram, as vêzes, no quartzo como que substituindo-o.

A matriz é argilo-ferruginosa-fosfática-uranífera (foto nº 3). Sob condições favoràvelmente supérgenas, cristalizaram-se autunita e meta-autunita nas fraturas. Nas amostras da região de Ibimirim foi encontrada carnotita, o que raramente acontece em Petrolândia.

Os minerais detríticos são quartzo, preponderante, feldspatos (microclina, albita-oligoclásio) ocasionalmente biotita e muscovita. A espectrografia de raio X indica a presença de Fe, Sr, Zr, Y, Mn, Rb, Pb, Na, Zn, Cu? As?

Fosfatos — Desde 1963 Gorsky (1965) vem estudando os fosfatos dos arenitos da bacia de Jatobá. Em 1966 êsses fosfatos foram objeto de estudo por parte de Matzko e

Foto nº 3 — Lâmina G 1177 — amostra P 20 — Inajá. Anomalia 325. Facies Lages. Testemunho de Sondagem S 10. Profundidade 25 m. Arenito grosso. Quartzo e feldspato em matriz argilosa-micácea; fosfática; apatita e sericita microcristalina, e manchas de óxido de ferro. Um cristal de feldspato com colofânio ao longo de clivagem. Aumento 50 ×.

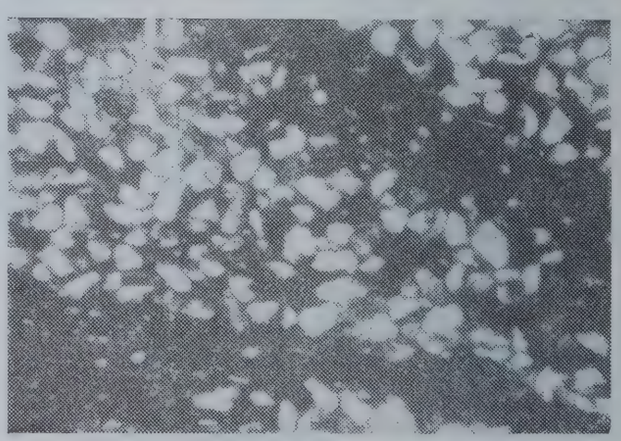


Foto nº 4 — Lâmina G 1177 — amostra P 20 — Anomalia 325. Fácies Lages — Inajá. Testemunho de sondagem S 12. 24 m de profundidade. Arenito fino com quartzo preponderante e feldspatos na matriz argilosa-ferruginosa-fosfática que se apresenta de forma de lentes orientadas subparalelamente. Aumento 35 ×.

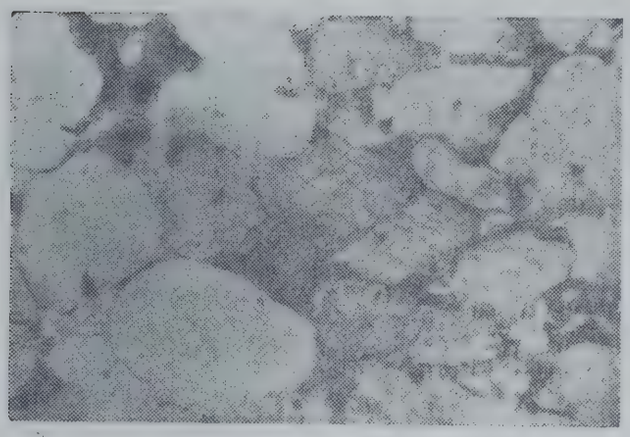


Foto nº 5 — Lâmina G 1007 — amostra 707-24, Anomalia 325 — Fácies Lages — Inajá Arenito Conglomerático. Quartzo e feldspatos detriticos. Os grãos pequenos, brancos de alto relêvo são apatita. Matriz fosfática-argilosa-ferruginosa escassa. Ao centro um cristal de feldspato fragmentado com colofânio ao longo de clivagem. Aumento 150 ×.

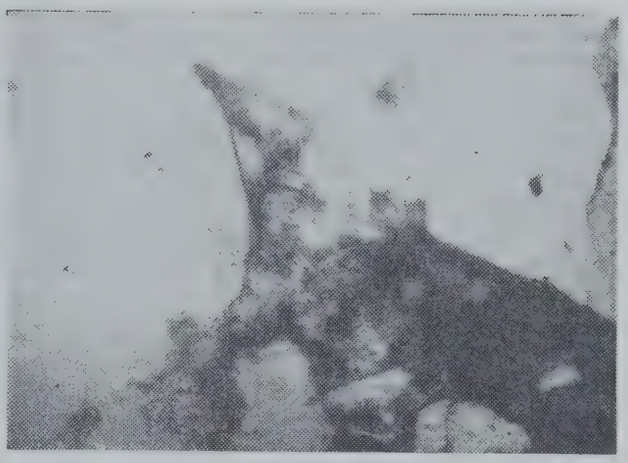


Foto nº 6 — Lâmina G 1023 — amostra 707-61. Anomalia 325 — Fácies Lages Inajá Arenito conglomerático. Grãos de quartzo com matriz argilosa ferruginosa com francolita. Pequenos cristais de apatita e agregado radial fibroso de crandallita no centro da foto. Aumento 250 ×.

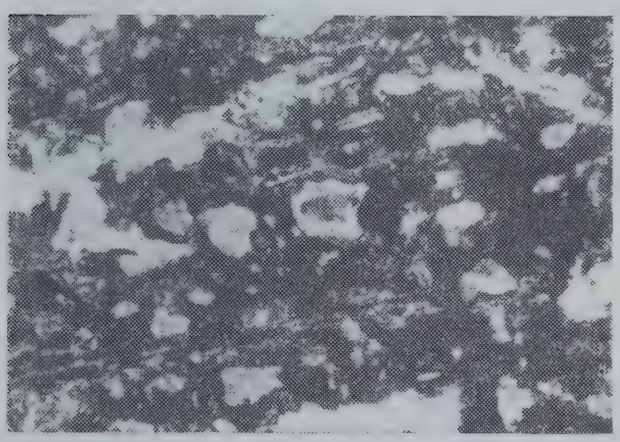


Foto nº 7 — Lâmina G 1159 — amostra P 4. Petrolândia, Anomalia 35. Contato das fácies segundo Siltito e Lages. Argilito Siltico ferruginoso. As manchas brancas são vazios parcialmente preenchidos por fosfatos. No centro um agregado microcristalino radial fibroso de Strengita. (vide Lâmina G 1159). Pequenas placas alongadas de micas. Aumento 150 ×.

Foto nº 8 — Lâmina G 1159 — Trata-se do mesmo cristal de Strengita sob aumento maior. 430 ×.

Pomerancblum (1967) do Projeto Bahia do DNPM em colaboração com o casal Gorsky.

O método rápido aproximado de determição de P_2O_5 utilizado no DNPM não tem precisão para teores abaixo de 3%.

Das observações de laboratório pode-se classificar as ocorrências de fosfatos nas numerosas amostras de arenitos e outros sedimentos da bacia de Jatobá como:

A) Agregado microcristalino argiloso-ferruginoso-fosfático-uranífero com:

a) fosfatos não determináveis;
b) apatita microcristalina (preponderante);
c) colofânio e francolita (foto nºs 3 e 5).

B) Agregado de crandalita, wavellita, pseudowavellita, secundárias, provenientes da apatita microcristalina, wardita (rara). (Foto nº 6).

C) Autunita e meta-autunita, secundárias originadas da matriz fosfática uranífera.

D) Apatita, monazita, xenotima (rara), acessórios nos sedimentos. Êsses agregados apresentam-se como matriz dos arenitos e foram formados durante os processos de deposição e diagênese.

Fosfatos sob forma mineralógica interessante foram identificados (fotos nºs 7 e 8.)

AMOSTRAS	251	P18	P19	P21	P28	P 1	P 2	P 3	P 5	P4V	P 4	P20	5	3	2	1	9A	9C	9E	10B	10C	19	18	16C	16B	13F	16Q
Wardita											x																
Apatita	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x	x			x	x	x	x				x			x	
Rutilo	x											x						x									
Crandallita											x											x	x	x			
Zirão	X					x	x					x						x	x	x							
Ilmenita	x					x	x																				
Hematita	x										x		x	x												x	
Turmalina	x					x	x					x						x	x		x						x
Illita					x																						
Francolita		x	x																			x	x				
Sagenita			x	x																							
Feldspatos												x	x	x	x	x			x	x		x					
Monazita												x							x							x	
Muscovita					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x			x			x	x	x	x	x	x
Quartzito		x	x																								
Biotita						x	x																				
Clorita						x	x	x	x	x			x	x							x	x		x			
Granada						x	x					x															
Neponita									x																		
% P_2O_5													10%	20%	5%	8%	2%	1%	2%	-	-	10%	13%	-	10%	-	-

Os resultados obtidos na análise dos fosfatos em 208 amostras da Formação Inajá são:

Nº de amostras	Teor de % P_2O_5 médio	% e U_3O_8
29	0	0,003
11	± 5	0,030
5	7	0,052
7	± 10	0,082
1	> 30	0,320
Total 53		
1	3	0,004
3	11	0,054
5	20	0,135
1	30	0,160
Total 10		
43	0	—
47	3	—
24	5	—
11	7-8	0,125
8	10-12	0,180
12	15-20	0,200
Total 145		

Nota-se claramente que os teores em fósforos e urânio (equivalente) estão em relação direta. Por outro lado, não se revelou nenhuma associação regular entre fosfatos e óxido de ferro. Considerando-se para um minério normal (fosforitos) um teôr de 22% de P_2O_5, os fosfatos de Jatobá constituem uma ocorrência pobre.

ESTRATIGRAFIA

Formação Manari — Esta formação foi em parte mapeada e descrita pelos geólogos O. S. Raulino e N. C. Cenachi (1964) da Petrobrás sob a denominação de «Unidade A do Paleozóico», portanto sem designação formal. A partir de 1964, trabalhando em mapeamento de detalhe, adotamos, nos relatórios internos da C.N.E.N., as denominações de Formação Manari e Formação Inajá para os sedimentos inferiores da coluna estratigráfica da bacia de Jatobá. Estas denominações passaram a ser usadas fora da CNEN sem entretanto terem sido caracterizados os sedimentos a elas atribuídos.

Com a comunicação feita por J. N. Villaça e L. C. S. Surcan (1966) no XX Congresso de Geologia realizado em Vitória, estas denominações tornaram-se amplamente divulgadas. Assim é que P. G. O. Braum (1966) utiliza a denominação Formação Inajá, mas, para designar os sedimentos da base do paleozóico, utiliza a denominação Formação Tacaratu, sem contudo, caracterizá-la formalmente de acôrdo com o código de nomenclatura estratigráfica.

Propomos aqui designá-la formalmente de «Formação Manari», pois, na Serra do Manari, um dos pontos mais altos da bacia,

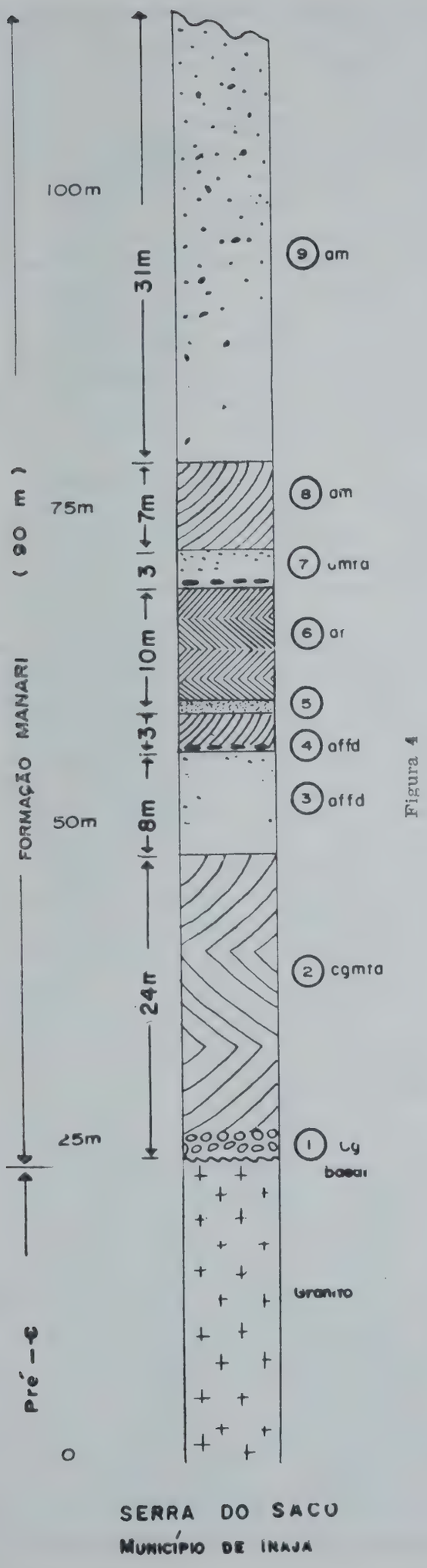


Figura 4

SEÇÃO TIPO I

9 — Arenito médio, vermelho-tijolo, friável, mal classificado, pouco feldspático, cimento ferruginoso, homogêneo, com manchas castanhas (pintalgado).

8 — Arenito médio, creme-róseo, pouco friável, mal classificado, pouco cimento, com estratificação oblíqua.

7 — Arenito médio, cinza, embranquecido no topo, pouco friável, classificação média, feldspático, homogêneo, com concreções limoníticas na base.

6 — Arenito fino, creme-amarelado, friável, classificação média, com estratificação cruzada.

5 — Arenito fino, castanho escuro, pouco friável com cimento ferruginoso, compacto por limonitização.

4 — Arenito fino, róseo a amarelo-ocre, friável, classificação média, muito feldspático, com fina estratificação oblíqua, com intensa limonitização na base.

3 — Arenito fino, róseo até alaranjado, com pequenos pontos vermelhos, friável, classificação média, feldspático, micáceo.

2 — Conglomerado médio, com níveis grosseiros (seixos até 2cm), creme-amarelado, friável, mal classificado, feldspático, com estratificação oblíqua.

1 — Conglomerado basal, grosseiro, embranquecido, friável, mal classificado, muito feldspático.

ocorre magnífica seção vertical. Esta serra originou-se da grande falha de igual nome, que nivelou o embasamento com a Formação Aliança.

Foram feitas diversas seções verticais, próximas a Moxotó, Inajá, Manari Velho, Serra do Quiri-d'Alho e antiga usina de Fôrça de Petrolândia.

A denominação de Formação Manari é aqui atribuída à seqüência arenosa, continental, maciça que recobre o embasamento (fig. nº 4). O contato superior com a Formação Inajá é gradual e feito através do primeiro nível de siltitos e argilitos, correspondentes à primeira transgressão marinha.

Litologia — É bastante monótona, constituída exclusivamente de arenitos, conglomerados e lentes de caulim. O conglomerado basal é grosso, porém não possue seixos com diâmetros maiores que 2 cm. Ocorre em tôda a extensão do contato com uma espessura aproximada de 1 m, podendo ocasionalmente atingir 2 m. Possui côr creme, seixos subarredondados e arredondados de quartzo, feldspato; cimento argiloso, bem compactado, ocasionalmente friável.

Acima temos conglomerados médios constituídos de seixos predominantemente quartzozos, arenitos grossos, médios, finos, de côr variando de vermelho-ferruginosa, róseo-amarelada, cinza até esbranquiçada. Apresentam estratificação cruzada, leitos horizontais; muito feldspáticos até caulinicos, ocasionalmente arcósicos, bastante micáceos, predominantemente mal selecionados com raras camadas bem selecionadas, bem compactados, coerentes até muito friáveis.

Possui lentes, especialmente de material grosso. Foram verificados alguns prováveis canais fluviais de pequenas dimensões, marcas de ondas, nódulos de argila e diversas zonas silicificadas.

Distribuição e Expressão Topográfica — A presença da Formação Manari é predominante na parte S e W, no centro da bacia, constituindo a Serra Manari (foto nº 1) e próximo à cidade de Moxotó. Esta Formação constitui as maiores serras e morros da região, escarpas muito abruptas, formando um capeamento sôbre o granito. A serra do Manari é o ponto mais alto da Formação.

Espessura e Área — Medindo-se os mergulhos na superfície, da ordem de 6º a 10º e tomando-se a área de afloramento, a espessura é calculada em 250-300 m aproximadamente. Estimou-se a espessura desta formação com base em várias colunas estratigráficas, feitas em diversos pontos da área onde ela aflora e correlacionando-se estas colunas de acôrdo com o mapeamento e com a natureza das camadas. A precisão da estimativa para a espessura é limitada pela grande variação lateral das camadas que dificulta a correlação, bem como a presença de falhas e cobertura de areia. A sondagem da Petrobrás em Ibimirim, com 2.862 m, não atingiu o embasamento, tendo sido interrompidos os trabalhos sem ser atingida a Formação Manari. Em Inajá foram perfurados aproximadamente 380 m de paleozóico.

Origem e ambiente de sedimentação — A presença de material grosso abundante, a variação rápida do mergulho e direção das estratificações oblíquas, tipo torrencial, e variações laterais bruscas, indicam uma sedimentação sob condições de chuvas pesadas, ambiente de planície de inundação, depósitos lacustre-fluviais. Também as lentes mostram uma variação na sedimentação, com o preenchimento quase sempre por argila dos buracos e fendas. Tudo indica uma sedimentação rápida em planos de inundação. Os sedimentos da Formação Manari são constituídos de material clástico e granulação grossa, com estratificação nítida. A anglosidade dos grãos de quartzo e a presença de feldspatos com arestas frescas sugerem que a fonte dos sedimentos não se achava muito distante.

Já no fim da deposição da Formação Manari predominam arenitos mais finos e provàvelmente o ambiente sedimentológico já se aproximava do marinho com a constante subsidência da bacia.

Relações Estratigráficas — O contato inferior com o embasamento é discordante e feito através do conglomerado basal. O contato superior com a Formação Inajá é gradativo ou as vêzes por falha, e marcado segundo a convenção estabelecida anteriormente, isto é, onde aparece o primeiro nível de siltito ou argilito e arenitos finos. A continuidade dêsse contato é muito difícil de ser notado no campo.

Idade e Correlação — Até agora não foram encontrados fósseis na Formação Manari. Sua datação é deduzida pelas relações estratigráficas com os sedimentos da Formação Inajá, do mesodevoniano. Sua idade po-

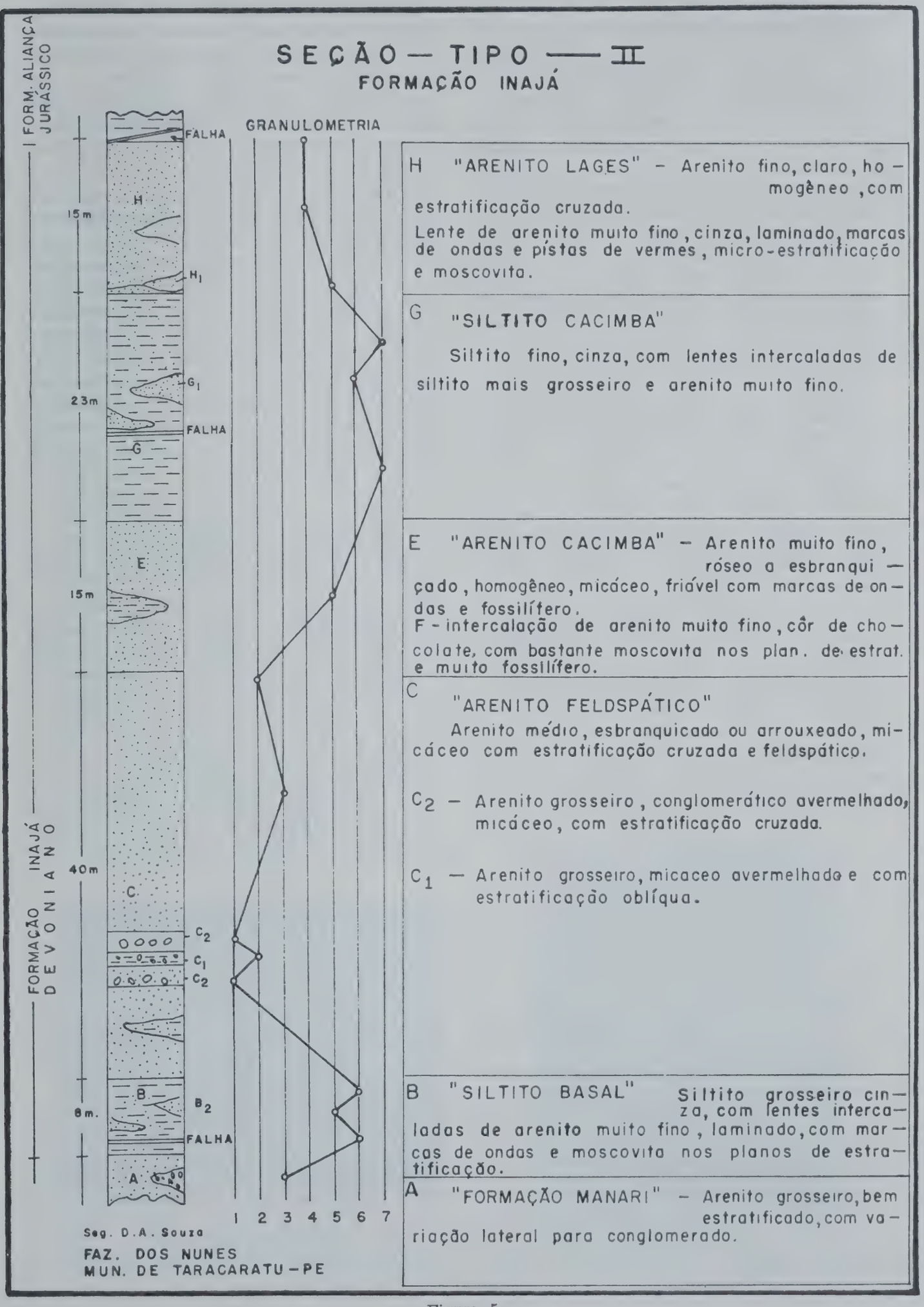

SEÇÃO — TIPO — II
FORMAÇÃO INAJÁ
I FORM. ALIANÇA JURÁSSICO
FORMAÇÃO INAJÁ DEVONIANO
GRANULOMETRIA
FALHA
15m
23m
40m
8m.
H
H1
G1
G
E
C
C2
C1
B
B2
A
1 2 3 4 5 6 7
Seg. D.A. Souza
FAZ. DOS NUNES
MUN. DE TARACARATU-PE
H "ARENITO LAGES" - Arenito fino, claro, homogêneo, com estratificação cruzada.
Lente de arenito muito fino, cinza, laminado, marcas de ondas e pístas de vermes, micro-estratificação e moscovita.
G "SILTITO CACIMBA"
Siltito fino, cinza, com lentes intercaladas de siltito mais grosseiro e arenito muito fino.
E "ARENITO CACIMBA" - Arenito muito fino, róseo a esbranquiçado, homogêneo, micáceo, friável com marcas de ondas e fossilífero.
F - intercalação de arenito muito fino, côr de chocolate, com bastante moscovita nos plan. de estrat. e muito fossilífero.
C "ARENITO FELDSPÁTICO"
Arenito médio, esbranquicado ou arrouxeado, micáceo com estratificação cruzada e feldspático.
C2 — Arenito grosseiro, conglomerático avermelhado, micáceo, com estratificação cruzada.
C1 — Arenito grosseiro, micaceo avermelhado e com estratificação oblíqua.
B "SILTITO BASAL" Siltito grosseiro cinza, com lentes intercaladas de arenito muito fino, laminado, com marcas de ondas e moscovita nos planos de estratificação.
A "FORMAÇÃO MANARI" - Arenito grosseiro, bem estratificado, com variação lateral para conglomerado.

Figura 5

deria ser eodevoniana, uma vez que os fósseis da Formação Inajá são datados como do Devoniano inferior a médio. A identidade litológica com os sedimentos da Formação Serra Grande na bacia Maranhão sugeriria a idade siluriana. Correlaciona-se também com as camadas paleozóicas mapeadas na bacia de Tucano Norte (Sta. Brígida). Litològicamente é semelhante à parte inferior das camadas da Formação Batinga, de Sergipe.

Relação Sedimentológica — Como foi estabelecido que o contato entre a Formação Manari e Formação Inajá seria traçado onde ocorrem os primeiros siltitos e arenitos finos, só existe material clássico, e portanto a relação arenito-folhelho tende para o infinito.

FORMAÇÃO INAJÁ — Foi em parte mapeada a descrita por O. S. Raulino e N. C. Cenachi (1964) sob a designação informal de «Unidade B do Paleozóico».

Depois de estudá-la em todos os seus fácies e mapeá-la em tôda a bacia propomos aqui a designação formal de Formação Inajá. Trata-se da formação paleozóica mais interessante devido a sua litologia e fauna.

Essa denominação é atribuída à seqüência de folhelhos, siltitos e arenitos finos que ocorrem na parte média dos sedimentos devonianos da bacia Jatobá.

As melhores exposições dessa formação estão no vale do Rio Moxotó ao lado da cidade de Inajá, próximo ao cemitério da Fazenda Caraibeiras, na cidade de Moxotó, na Fazenda dos Nunes, distante 25 km de Petrolândia, ao lado direito da estrada federal Petrolândia-Ibimirim. Neste último local foi estabelecida a seção tipo II (fig. nº 5).

Os siltitos basais são expostos de uma maneira magnífica ao Norte da Fazenda Touro, próximo ao leito do riacho dos Coités e próximo à cidade de Moxotó.

Dos sedimentos do Paleozóico, esta formação é a melhor estudada devido a disseminação geoquímica de urânio que ela encerra. Sua petrografia, mineralogia e sedimentologia foram exaustivamente estudadas em laboratório. Também as condições de sedimentação e direção das correntes, a atitude e espessura dos fácies foram controlados por inúmeras sondagens à percursão feitas com Wagon-Drills e sondagens rotativas com recuperação de testemunhos. Sòmente durante 1965-66 foram perfuradas 4.040 m de sedimentos pertencentes a essa formação.

Litologia — Constituída com predominância de arenitos finos, siltitos e folhelhos, ocorrendo em menor quantidade arenitos grossos. Os arenitos são de côr vermelho-ferruginosa, violáceos, creme-amarelado e branco; granulação grosseira até muito fina, bem compactado, bem selecionado quando fino e má seleção quando grosso; micáceo (muscovita), em planos ou distribuída na matriz, laminado ou não; estratificação cruzada abundante, inclusive micro-estratificações (foto nº 10), ocasionalmente arcósico, fossilífero.

Os siltitos são amarelados, violáceos rosas e esverdeados, apresentam concreções limoníticas, intercalações de argilito, quase sempre micáceo e físsil (bem laminado).

Foto nº 9 — Dobras adiastróficas no arenito fino da Formação Inajá, Pernambuco (Bacia de Jatobá, foto do autor).

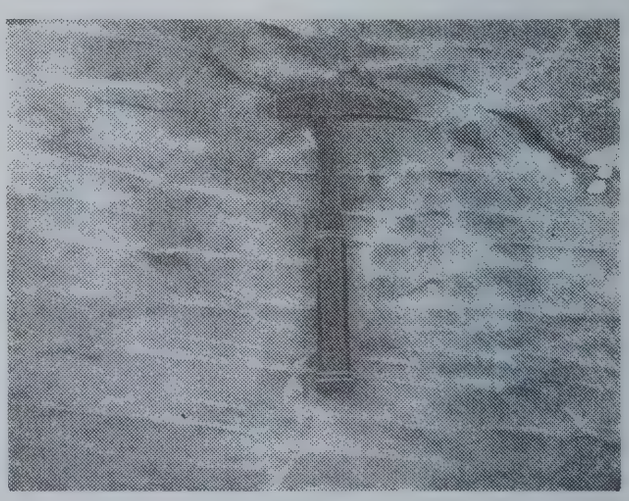


Foto nº 10 — Micro-estratificação de tipo bastante raro na Formação Inajá, Fazenda Touro, município de Inajá, Pernambuco (Bacia de Jabotá, foto do autor).

Os folhelhos são cinza-esverdeados, muito argilosos, micáceos, físseis, puco a muito calcíferos. A intensa erosão que atuou sôbre os sedimentos superiores do paleozóico, Unidades **C**, **D**, da Petrobrás parece ter retirado também parte da Formação Inajá. Assim a Norte do vale do Rio Moxotó temos a ocorrência de folhelhos castanho-chocolate da Formação Aliança sôbre arenitos grossos, muito estratificados, com leitos conglomeráticos da Formação Inajá, que ocorrem em extensos afloramentos sôbre os quais corre o rio Moxotó.

A coluna geral, estabelecida para a Formação Inajá, baseada na correlação das diversas colunas parciais obtidas nos vários perfis executados, traz consigo as dificuldades inerentes à tôda correlação, principalmente neste caso, com a grande variação faciológica lateral e a presença de falhas em especial aquelas paralelas à direção das camadas (**N 70 E**).

A parte aflorante da Formação Inajá, foi após prolongados estudos, subdividida por Villaça e Surcan (1965), nas seguintes fácies:

Siltito basal — Constituído por siltito esverdeado-amarelado com intercalação de arenito branco, fino a muito fino, calcífero, carbonático, com intercalações mais argilosas.

Sua espessura varia de 12 a 20 m, sendo o primeiro nível argiloso do Devoniano.

Arenito feldspático — Arenito amarelado, cinza, ferruginoso, granulação média a grossa, com variações laterais, com níveis feldspáticos, micáceos, grãos angulosos, mal classificados. O cimento é argiloso. São abundantes as estratificações oblíquas.

É o fácies mais espêsso da Formação Inajá variando entre 50 a 70 m. Sua espessura total não é bem conhecida mas não deve ser superior a 80 m.

Na base, acima do primeiro nível de siltitos, temos um arenito branco, fino a muito fino, micáceo, argiloso, calcífero, com 1 m (um metro) de espessura.

Arenito Cacimba — Arenito branco a amarelado, cinza com partes vermelhas e escuras, granulação fina a muito fina, bem compactado, sem ou quase sem cimento, ocasionalmente micáceo, homogêneo, maciço, bem estratificado.

Além da granulométrica típica é o fácies portador dos macrofósseis que indicaram primeiramente a idade devoniana para a Formação Inajá. Foram encontrados **Orbiculoidea** e **Australocoelia**, mais abundantes nos horizontes ou intercalações ferruginosas localizados na sua parte inferior.

A espessura varia de 12 a 20 m. É bastante falhado apresentando essas falhas um mergulho para o sul.

Siltito Cacimba — Siltito amarelado, cinza claro, zonas vermelhas, com intercalações de um arenito muito fino com passagem para folhelho. Pelos testemunhos de sondagens nota-se, nas zonas de siltito cinza a presença de matéria orgânica. É estratificado em finas lâminas. A espessura varia de 12 a 20 m.

Arenito Lages — Constituido por um arenito de variadas côres, branca, cinza, avermelhada, amarelada, violácea, com manchas circulares castanhas e pigmentação ferruginosa. Os grãos são mal arredondados a sub-angular, mal selecionados, quartzoso, micáceo, ocasionalmente bem compactado, cimento argilo-fosfático (foto 5). Estratificação cruzada. Os grãos de quartzo mostraram, em certas amostras, extinção ondulante.

Os minerais pesados encontrados foram rutilo, hematita, zircão, turmalina, ilmanita, crandallita.

Na sua base ocorre um arenito bastante grosso contendo pequenas lentes conglomeráticas.

A espessura varia de 20 a 30 m. O contacto com a Formação Aliança, onde pode ser observado é feito através de uma discordância erosiva e angular.

Em resumo podemos caracterizar a litologia da Formação Inajá pela repetição de algumas fácies semelhantes; assim teriamos dois níveis de siltito bem definidos: um arenito fino, bem laminado e micáceo, um arenito grosseiro, mal classificado, ferruginoso e uma seqüência de arenitos de granulação mais grosseira.

Esta seqüência, com suas características sedimentológicas, indicariam com maior probabilidade, uma sedimentação em sucessões cíclicas, definida pela repetição do siltito e das camadas superiores. As diferenças observadas entre algumas fácies correspondentes, de ciclos diferentes, são admissíveis em deposições originadas em ambientes idênticos porém em épocas diversas.

Em se tratando de uma sucessão rítmica, como deve ser o caso, teríamos que admitir

um ambiente de águas rasas, possìvelmente epicontinental, com ligeiras recorrências do mar, ocasionando a deposição de sedimentos mais pròpriamente marinhos como são os siltitos das bases dos ciclos (com maiores extensões em áreas contínuas, homogêneas, etc.) mudando gradualmente para o tôpo até atingir sedimentos continentais (com granulometria mais grosseira, heterogêneo, descontínuo, com grande variação lateral, etc.).

Distribuição e expressão topográfica — Ocorre ao longo de tôda borda sul reaparecendo na parte nordeste e estreitando-se para sudoeste, o que lhe confere a configuração de «Y» com a Serra de Manari no centro.

Topogràficamente constitui-se em pequenos morros em cuja base, quase sempre, encontramos um siltito, e em planícies geralmente encobertas por areia. Os pequenos morros são originados por falhamentos locais protegidos no tôpo por uma camada de arenito limonitizado. Entretanto, a feição geral, é de uma topografia pouco ondulada, de semi-planície.

Espessura e área — A espessura média da Formação Inajá, estimada em perfís realizados e na correlação das várias colunas estabelecidas, é de aproximadamente 200 m. A sua espessura é muito variável devido a variações laterais e presença de falhas, sendo em geral mais espêssas na parte central e diminuindo para a borda sul da bacia. Foram medidas espessuras variando entre 140 e 185 m.

Origem e ambiente de sedimentação — A maior parte dêsses sedimentos foi depositada em mar epicontinental, ambiente de águas rasas, evidenciado pela fauna encontrada (7 e 22) e pelas marcas de ondas. A parte inferior, constituída de material mais fino, indica sedimentação mais calma. O siltito superior é bastante carbonático. Uma plataforma estável, com pouca subsidência seria o ambiente indicado, ocorrendo sucessivas flutuações epirogenéticas, com tendência gradual para dominação e estabelecimento de ambiente marinho, sendo que a fonte do material teria sido a Formação Manari erodida em suas partes menos resistentes.

Os fósseis encontrados pela Petrobrás são todos marinhos e a presença dos níveis de folhelhos e siltitos indicam um ambiente de sedimentação calmo, com flutuações.

Relações estratigráficas — O contato inferior com a Formação Manari é feito gradualmente com a passagem de um arenito médio, bem classificado, cinza-branco a alaranjado, bastante friável, quase sem cimento, com grãos de quartzo límpido arredondados da Formação Manari, ao primeiro nível de siltito da Formação Inajá. O contato superior é feito através de uma discordância angular (regional) com a Formação Aliança. Em sub-superfície o contato com a Formação Ibimirim é concordante.

Idade e correlações — Inicialmente a idade atribuída a êsses sedimentos foi Pré-Aliança pela posição estratigráfica. Posteriormente, com o mapeamento de superfície, foram encontrados gasterópodos Bellerophontideos, alguns espécimes de lamelibranquios pteróides e **Nuculites** indicando uma idade devoniana.

A Formação Inajá é correlacionada com a Formação Pimenteiras do Maranhão.

Razão sedimentológica — A razão arenito-folhelho é igual a 3,00. A presença de sedimentos não clássicos é desprezível.

FORMAÇÃO IBIMIRIM — Esta unidade litoestratigráfica não aparece jamais em superfície tendo sido identificada na sondagem de Ibimirim, concluída pela Petrobrás em março de 1963. A seqüência arenosa encontrada acima da Formação Inajá passou a ser conhecida como Unidade C do Paleozóico.

Anteriormente os geólogos da Petrobrás haviam mapeado nas margens do Rio São Francisco, próximo à cidade de Petrolândia, cinco unidades paleozóicas que receberam as designações de «Unidades A, B, C, D, E».

Foi verificado, mais tarde, que as unidades C, D, E, constituiam, naquela região, apenas uma repetição, por falha, das unidades A e B.

Assim, quando na sondagem de Ibimirim apareceram sedimentos do Paleozóico diferentes daqueles conhecidos em superfície, êles foram designados como unidades C e D.

As cordenadas da sondagem são 8º 38' 10" latitude sul e 37º 40' 05" longitude oeste. Está situado a uma altitude de 470 m tendo sido perfurado no total de 2.862 m.

Sugerimos aqui a designação formal de Formação Ibimirim, nome da cidade e município onde foi realizada a sondagem, para a seqüência de arenitos médios com raras intercalações de folhelhos acima da Formação Inajá conforme seção tipo III (fig. 6).

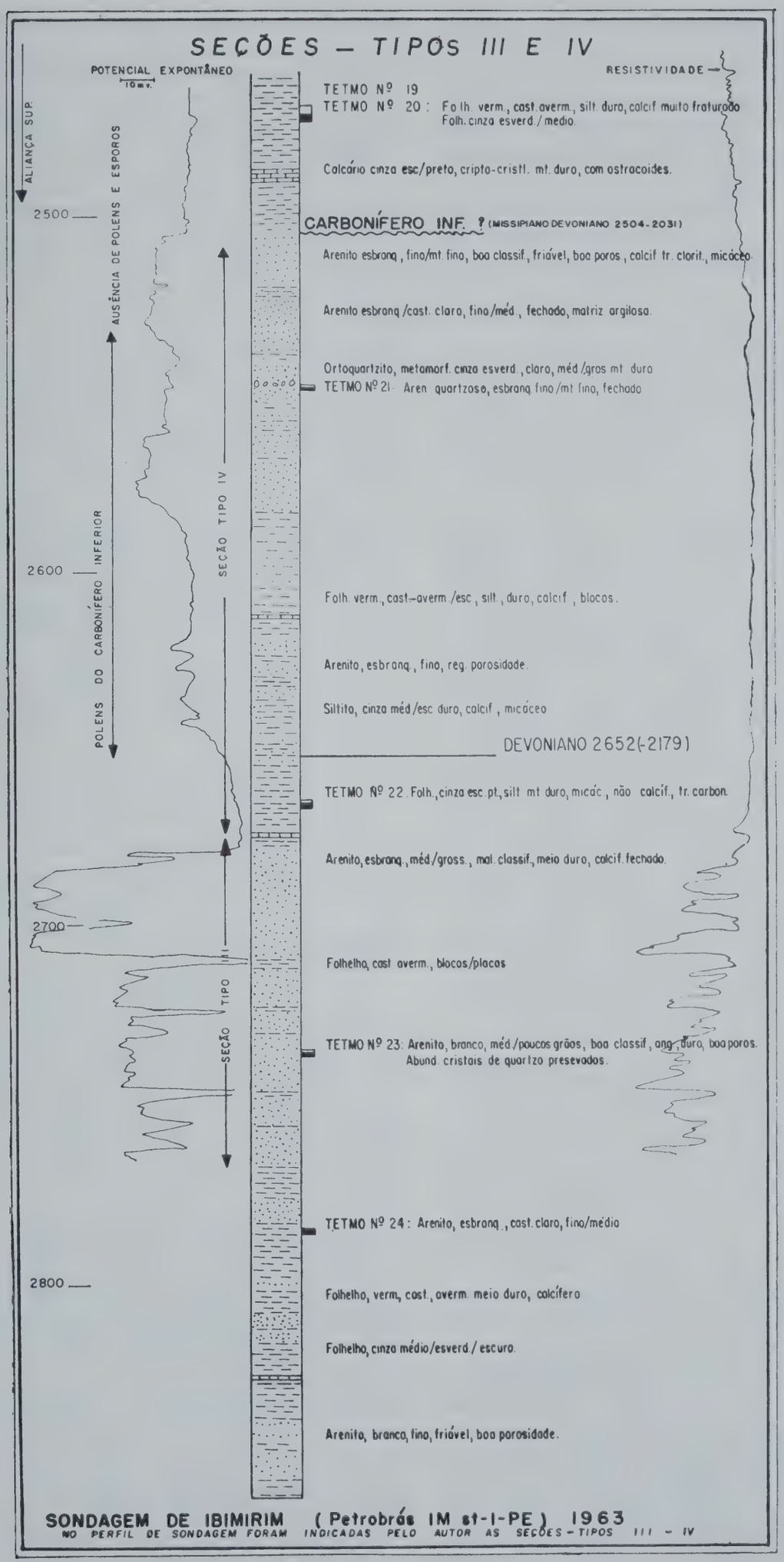

SEÇÕES — TIPOS III E IV
POTENCIAL EXPONTÂNEO
10 mv.
RESISTIVIDADE
ALIANÇA SUP.
AUSÊNCIA DE POLENS E ESPOROS
POLENS DO CARBONÍFERO INFERIOR
SEÇÃO TIPO IV
SEÇÃO TIPO III
2500
2600
2700
2800
TETMO Nº 19
TETMO Nº 20 : Folh. verm., cast. averm., silt. duro, calcif. muito fraturado
Folh. cinza esverd./ medio.
Calcário cinza esc/preto, cripto-cristl. mt. duro, com ostracoides.
CARBONÍFERO INF. ? (MISSIPIANO DEVONIANO 2504-2031)
Arenito esbranq, fino/mt. fino, boa classif., friável, boa poros., calcif. fr. clorit., micáceo.
Arenito esbranq /cast. claro, fino/méd., fechado, matriz argilosa.
Ortoquartzito, metamorf. cinza esverd., claro, méd./gros mt. duro
TETMO Nº 21 : Aren. quartzoso, esbranq. fino/mt fino, fechado
Folh. verm., cast.-averm./esc., silt., duro, calcif., blocos.
Arenito, esbranq., fino, reg. porosidade.
Siltito, cinza méd./esc duro, calcif., micáceo
DEVONIANO 2652(-2179)
TETMO Nº 22 : Folh., cinza esc. pt., silt mt duro, micác., não calcif., tr. carbon.
Arenito, esbranq., méd./gross., mal. classif., meio duro, calcif. fechado.
Folhelho, cast. averm., blocos/placas
TETMO Nº 23: Arenito, branco, méd./poucos grãos, boa classif., ang., duro, boa poros.
Abund. cristais de quartzo presevados.
TETMO Nº 24 : Arenito, esbranq., cast. claro, fino/médio
Folhelho, verm., cast., averm. meio duro, calcífero
Folhelho, cinza médio/esverd./ escuro.
Arenito, branco, fino, friável, boa porosidade.
SONDAGEM DE IBIMIRIM (Petrobrás IM st-1-PE) 1963
NO PERFIL DE SONDAGEM FORAM INDICADAS PELO AUTOR AS SEÇÕES-TIPOS III - IV

Figura 6

Esta formação é constituída exclusivamente de um arenito esbranquiçado, de granulação média a grossa, bem classificado, poroso, friável. Na parte mediana ocorrem pequenas intercalações de folhelhos castanhos avermelhados siltitos cinza escuros, duros, calciferos, mecáceos.

A espessura encontrada na sondagem de Ibimirim é da ordem de 90 m. Assenta-se concordantemente sôbre os sedimentos da Formação Inajá e seu contato superior com a Formação Moxotó é gradual com a passagem do arenito para um folhelho.

Sua idade poderia ser mesodevoniana pelas relações estratigráficas com os sedimentos da Formação Moxotó. Quanto à razão sedimentológica os arenitos predominam largamente.

FORMAÇÃO MOXOTÓ — Esta formação, igualmente só encontrada em subsuperfície, foi também identificada na sondagem de Ibimirim, tendo sido designada informalmente pela Petrobrás como «Unidade D do Paleozóico». Propomos aqui a designação formal Formação Moxotó, nome da cidade situada à 38 km à W de Inajá. Embora a cidade de Moxotó esteja distante 32 km do local onde foi perfurado o poço de Ibimirim, sujerimos êste nome uma vez que as outras três formações descritas anteriormente receberam designações que correspondem aos nomes das três cidades principais da redondesa.

Essa designação é dada a seqüência de folhelhos, siltitos, arenitos que ocorrem acima da Formação Ibimirim conforme seção tipo IV (fig. 6).

Litològicamente é constituída na base por folhelhos castanhos e cinzas, duro, calcífero, micáceo, siltitos endurecidos, calcíferos, fraturados. Na parte média, intercalando com os folhelhos existem níveis de calcário cinza a castanho claro, cripto-cristalino, muito duro. No tôpo, temos arenito esbranquiçado, granulação fino a média, com matriz argilosa, friável, poroso, clorítico e micáceo.

Sua espessura medida foi de 170 m, e seu tôpo foi encontrado na profundidade de 2.504 metros onde os folhelhos vermelhos com estracóides na Formação Aliança repousam em discordância sôbre os arenitos finos, da Formação. Seu contato inferior com a Formação Ibimirim é concordante e gradual.

Regali (1964) encontrou no intervalo correspondente às profundidades de 2.535 m a 2.850 m microfósseis cuja freqüência e características indicariam as idades mesodevoniana a mesocarbonífera. Foram identificados os seguintes esporomorfos: **Densoporites, Ancyrospora** e **Apiculatisporites**. Correspondem, portanto a zona palinológica «0» de idade carbonífera média.

Posteriores datações foram realizadas por Brito (1965) que estudando o testemunho nº 22 da sondagem Ibimirim obtido a 2.662 m de profundidade, verificou a ocorrência de diversos grupos de microfósseis tais como **Archaeotriletes** entre os esporos dispersos, **Pterospermopsis, Duvernaysphaera, Leiofusa**, etc., entre os Acritarcha além de Tasmanaceas, Escoleocodontes, Histricosferideos, dando para essa constelação uma idade mesodevoniana a eodevoniana equivalente à Zona Palinológica «A» da bacia do Maranhão.

Ainda, segundo o mesmo autor (1965) as espécies **Leiofusa bispinosoides** e **Dactylofusa Maranhensis**, características do Siluriano foram encontradas no mesmo testemunho, sendo provàvelmente material siluriano retrabalhado.

Assim, da idade da Formação Ibimirim seria devoniana na base e no tôpo mesocorbonífera.

HISTÓRIA GEOLÓGICA

Os sedimentos da base da bacia de Jatobá são datados como do Eodevoniano ao Mesocarbonífero pelas faunas encontradas e pela correlação com os sedimentos inferiores da bacia do Maranhão.

Durante o Eodevoniano iniciou-se a deposição dos sedimentos da Formação Manari. Ocorreram então as primeiras invasões marinhas, talvez vindas de SW ou W, depositando os sedimentos finos da Formação Inajá, com marcas e fauna de águas pouco profundas. Houve certa movimentação, recuo e novas flutuações que explicariam os horizontes de siltito e folhelhos intercalados com arenito. A invasão das águas marinhas deve ter alcançado seu ponto máximo por ocasião da sedimentação da parte inferior da Formação Moxotó com a presença de folhelhos carbonosos e material clástico bem fino característicos da zona batial.

A fase regressiva da sedimentação iniciar-se-ia no Mesocarbonífero com a deposição dos sedimentos neríticos da Formação Moxotó, podendo mesmo ser totalmente continental sua parte superior.

Durante quase todo o Permiano até o

Eo-Jurássico não houve sedimentação alguma, ocorrendo apenas o retrabalhamento do material já depositado, evidenciado pela discordância existente entre o Paleozóico e Mesozóico. Neste hiato da sedimentação levantou-se o Arco de São Francisco separando a bacia de Jatobá da bacia de Tucano, até então ligadas, dispondo os sedimentos da bacia de Jatobá de tal forma que uma forte erosão destruiu as Formações Ibimirim e Moxotó e também parte da Formação Inajá. Daí encontramos atualmente a Formação Inajá em contato com a Formação Aliança.

Com o nivelamento entre as bacias de Tucano e Jatobá restituido, inicia-se então uma segunda fase de subsidência dando origem, outra vez, a uma bacia, onde, sob condições de ambiente calmo de águas profundas foram depositados no jurássico os folhelhos e calcários da Formação Aliança.

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA, A. C. F., 1963 — *Geologia da Bacia Jatobá e Tucano Norte.* Rel. 700 — Setex, Petrobrás. Rel. Interno.
2. ANDRADE, G. O. e LINS, R. C., 1962 — *Introdução a Morfoclimatologia do Nordeste do Brasil.* Bul. Soc. Bras. Geol. Núcleo de Pernambuco.
3. AYRES, G. J., 1966 — *Relatório Final de Valorização das Anomalias 61 e 62,* Inajá, Pernambuco. DEM — CNEN. Rel. Interno.
4. BARRETO, P. M. C. e SURCAN, L. C. S., 1964 — *Levantamento Geológico de detalhe das quadrículas Arco-Verde* 10-13-14 — Relatório final DEM — CNEN. Rel. Interno.
5. BRAUN, P. G. O., 1966 — *Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região* — Nordeste do Brasil — Bol. nº 236 — DGM — DNPM.
6. BRITO, I. M. e SANTOS, A. S., 1965 — *Contribuição ao Conhecimento dos Microfósseis — Silurianos da Bacia do Maranhão* (Parte I) Notas, Pul. e Est. — DGM, DNPM.
7. BRITO, I. M., 1965 — *Nota Prévia Sôbre os Microfósseis Devonianos de Pernambuco* — Esc. Geol. Univ. Bahia — Pub. Av. nº 3. — *Contribuição para o Conhecimento dos Microfósseis Devonianos de Pernambuco* — Anaes da Ac. Bras. de Ciências. Inédito.
8. CHAVES, F. G., 1966 — *Relatório Final de Valorização da Anomalia 35 Petrolândia* — Pernambuco, DEM — CNEN. Rel. Interno.
9. DERBY, O. A., 1870 — *Contribuições ao Estudo da Geologia do Vale do Rio de São Francisco* — Arquivo do Museu Nacional — IV, págs. 87 a 117.
10. FUZIKAWA, K. e VILLAÇA J. N., 1963 — *Relatório Final da Missão 606 Bacia de Jatobá,* Pernambuco, DEM — CNEN. Rel. Interno.
11. GHIGNONE, J. I., 1963 — *Geologia do Flanco Oriental da Bacia de Tucano Norte* (do Vasa Barris ao São Francisco) — Rel. 688 — Setex — Petrobrás — Rel. Interno.
12. GERSTNER, A., 1966 — *Mission Brésil, Rapport Final* — D.P. — Commissariat à l'Energia Atomique, França.
13. GORSKY, V. A.; GORSKY, E.; SURCAN, L. C. e FALLABELLA, M. H., 1963 a 1966 — *Relatórios de Análises Petrográficos da Bacia de Jatobá* — Pernambuco — DEM — CNEN. Rel. Interno.
14. GORSKY, V. A., 1966 — *Características Petrográficas e Geológicas da Bacia de Jatobá; Fosfatos de Petrolândia* — Pernambuco. Relatório Anual da Sec. de Min. e Petrografia, DEM — CNEN. Rel. Interno.
15. GUIMARÃES, D., 1964 — *Geologia do Brasil* — Memória nº 1 — DFPM-DNPM.
16. MIURA, K., 1963 — *Relatório Final de Complementação do Poço IMst-1* — (IMst-1-PE). Arq. de Superfície — Setex, Petrobrás. Rel. Interno.
17. MORAES, L. J., 1928 — *Estudos Geológicos do Estado de Pernambuco* — Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil — Boletim nº 32.
18. MORCHE, M. F. e outros — *Relatório Final da Missão 301/401 Buique, Bacia de Jatobá,* Pernambuco, DEM-CNEN. Rel. Interno.
19. MUHLMANN, H.; GONSALVES, A. e ARAÚJO, C. E. A. G., 1963 — *Geologia do Flanco Ocidental da Bacia de Tucano Norte* — Relatório 698 — Setex — Petrobrás. Rel. Interno.
20. POMERANCBLUM, M. e MATZKO, J. J., 1967 — *Phosphatic Rocs From the Jatobá Basin,* Pernambuco — Technical Letter BR-17 U.S.G.S.
21. RAULINO, O. S. e CENACHI, N. C., 1964 — *Semi-detalhe Geológico da Bacia de Jatobá,* Região de Produção da Bahia, setor de Exploração, Petrobrás — Rel. Interno.
22. REGALI, S. P. M., 1964 — *Resultados de Amostras Paleozóicas da Bacia de Tucano-Jatobá* — Boletim Téc. Petrobrás, vol. 7, nº 2, págs. 165 a 180.
22. REGALI, M. S. P., 1964 — *Resultados de gem de Reconhecimento às Bacias de Tucano Norte e Jatobá.* Rel. 533, Setex — Petrobrás. Rel. Interno.
24. SOUZA, D. A., 1966 — *Relatório Final Valorização da Anomalia 37 Petrolândia* — Pernambuco — DEM-CNEN. Rel. Interno.
25. SURCAN, L. C. S., 1965 — *Geologia de Detalhe de Quadrícula de Petrolândia,* Pernambuco — DEM-CNEN. Rel. Interno.
26. VILLAÇA, J. N. e SURCAN, L. C. S., 1965 — *Contrôle Sedimentológico da Mineralização Uranífera da Bacia de Jatobá* — Inédito.
27. VILLAÇA, J. N. e MORRONE, N. 1964 — *Relatório Final de Valorização da Anomalia 325* — DEM-CNEN — Rel. Interno.

NEW GLACIAL FEATURES OF THE UPPER PALEOZOIC ITARARÉ SUBGROUP IN THE STATE OF SÃO PAULO, BRAZIL

By

A. C. ROCHA CAMPOS (1), J. E. S.FARJALLAT (1) e R. YOSHIDA (1)

ABSTRACT

Elongated topographic forms composed of bedrock veneered by conglomerate, diamictite and sandstone and linear concentration of clasts included within diamictite are described from the Itararé Subgroup (Tubarão Group), in São Paulo State, Southeastern Brazil. Another possible elongated molded structure composed of sediments only is also briefly.

The topographic structures are interpreted as streamline forms molded by the flow of ice, and the clast concentration appear to correspond to a type of boulder pavement.

These features constitute additional evidence for a glacial mode of origin for the diamictites and associated sediments of the Itararé Subgroup.

RESUMO

Corpos alongados compostos de embasamento capeado por diamictito, conglomerado e arenito e concentração horizontal de clastos incluídos em diamictito são descritos no Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), no Estado de São Paulo. Uma outra estrutura alongada composta sòmente de sedimentos é brevemente descrita.

Os corpos alongados são interpretados como formas topográficas lineares moldadas pelo fluxo das geleiras neopaleozóicas e a concentração de clastos parece corresponder a um tipo de pavimento de clastos.

Essas feições constituem evidências adicionais a favor de uma origem glacial dos diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé.

INTRODUCTION

During the last few years additional evidence has been acumulating in favor of a glacial environment of origin for the rocks of the Itararé Subgroup (Rocha-Campos, 1967a) which is a thick sequence of sediments distributed along the eastern margin of the Paraná Basin.

Among the most important glacial features recently described, the occurrence of striated surfaces overlain by diamictites (Amaral, 1965; Bigarella et al., 1967), channel-like bodies of sandstone and conglomerate and wedge-bodies of sandstone interpreted respectively as fossil eskers and «crevasse»-fillings open in frozen till (Frakes et al., 1968), confirm a glacial environment during deposition of the Itararé Subgroup.

Furthermore, these features have provided new paleogeographic data for the determination of ice flow direction during Gondwanic glaciation, that are consistent with the paleogeographic picture already known (Martin, 1961; Rocha-Campos, 1967a).

In the present paper elongated topographic forms composed both of bedrock and sediments are interpreted as streamline bodies molded by the flow of glacier ice, and horizontal concentration of clasts similar to the Pleistocene boulder pavements of the northern hemisphere are described from the Itararé Subgroup, State of São Paulo. Reference is also made to another possible elongated body composed of sediments only. These features represent additional evidence supporting a glacial origin for the sediments, and provide new data for the determination of direction of glacier movement during the upper Paleozoic glaciation.

(1) Departamento de Geologia e Paleontologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

Acknowledgments

The authors wish to thank to Carlos A. L. Isotta, Instructor at the Department of Geology and Paleontology, to Miss Maria Ângela Fornoni and Messrs. J. Sebastião Araujo and Virgínio Montezzo Neto, senior students of Geology at the University of São Paulo, for their help during field work. Thanks are also extended to Dr. John F. Rigby, who read the manuscript and offered valuable suggestions.

GEOLOGICAL SITUATION

The features described occur in the central and northern part of the State of São Paulo, in the eastern outcrop belt of the Tubarão Group, in Paraná Basin, Brazil (fig. 1).

The rocks studied belong to the Itararé Subgroup, the lower unit of the Tubarão Group in the State of São Paulo, according to the stratigraphic scheme presented by Rocha-Campos (1967a).

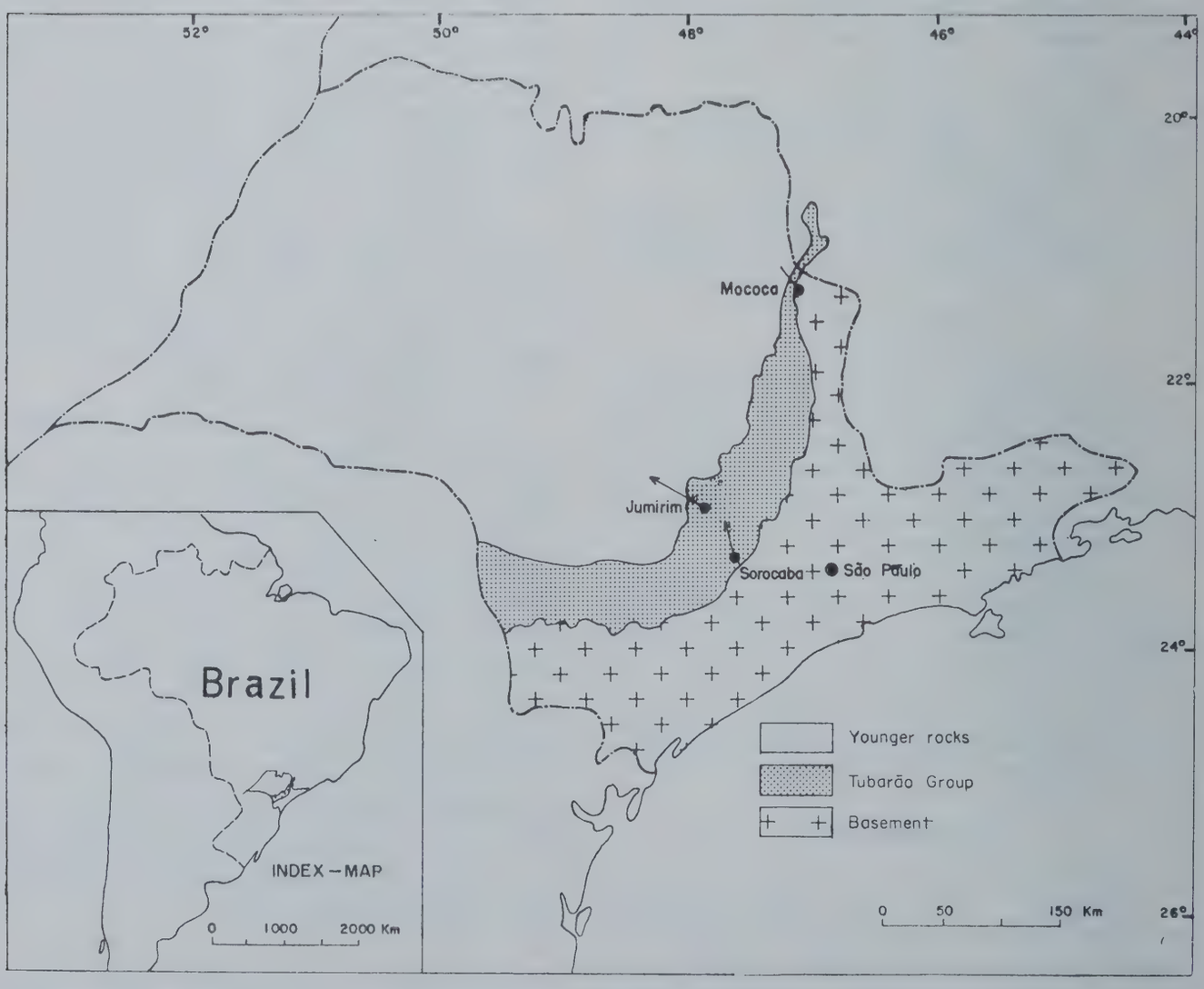
The stratigraphic position of the features is variable. At Mococa they occur at the lowermost part of the local section of the Itararé Subgroup and include the crystalline basement. At Jumirim the features studied occur at the upper part of the Itararé, approximately 10-20 meters below the contact with the Tatuí Formation (Rocha-Campos, 1967a), the uppermost unit of Tubarão Group in the area.

The age of these rocks is not firmly established yet. A lower Permian age was recently suggested for the upper half part of the Itararé Subgroup in central São Paulo State (Rocha-Campos, 1967b). Possibly the same age can be extended to the lower section.

DESCRIPTION OF THE FEATURES

Elongated topographic bodies

The features studied are exposed in both faces of a road cut roughly oriented toward SW-NE along the roadway between Casa

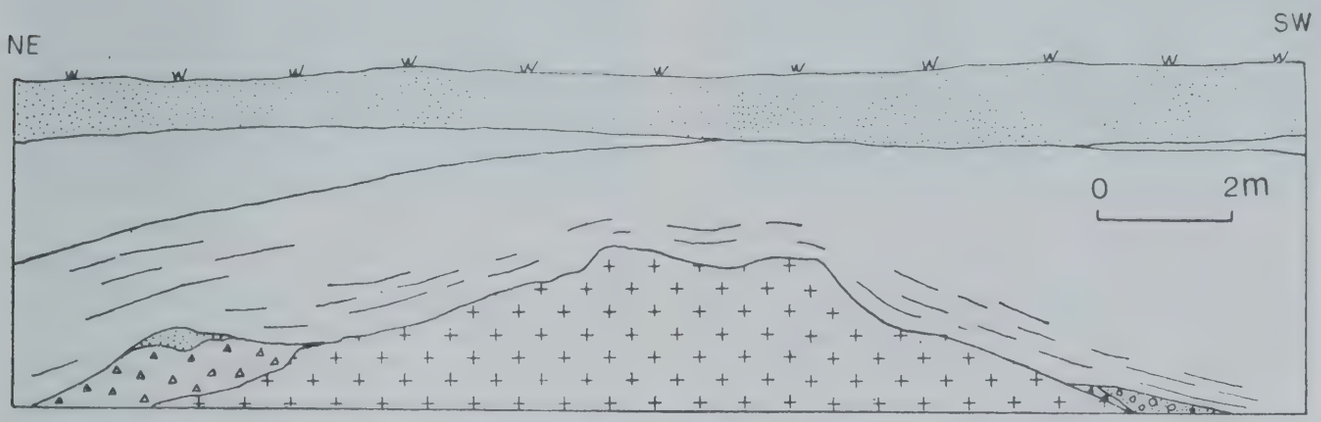


1. Location of outcrops studied in the State of São Paulo. Arrows at Mococa and Sorocaba indicate axes of elongated bodies. Point of arrow at Jumirim indicate deduced direction of ice-movement.

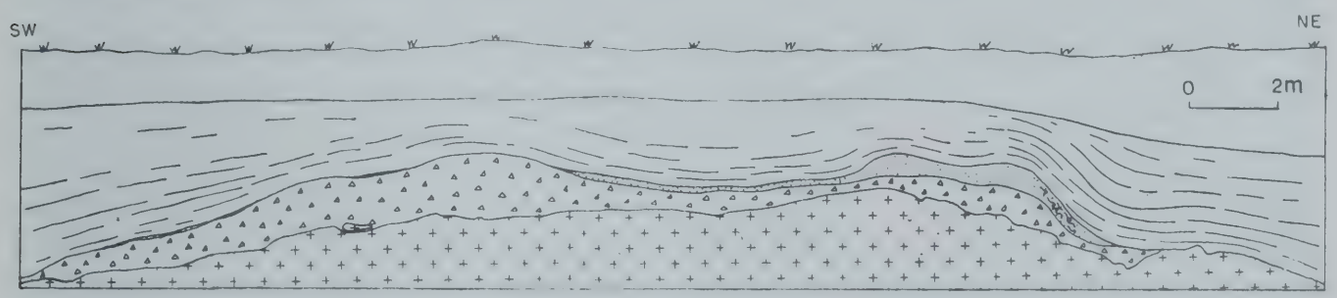
Branca and Mococa, at kilometer 261,5, approximately 3 km south of Mococa.

The local rocks are decomposed and were covered by a crust of mud that was partially removed to make observation easier.

The north and south faces of the road cut are 20 meters apart from each other. Correlation between the two faces allowed the reconstruction of two parallel, elongated bodies, designated A and B, which are semi-elliptic in section and 22 meters apart. The axis of structure A is elongated toward N20°W, and of structure B toward N35°W (magnetic).



2. Diagram of southern face of body A at Mococa. Symbols: crosses, bedrock; open circles, conglomerate; triangles, diamictite; unpatterned with discontinuous concentric lines, laminated fine sandstone; unpatterned, medium grained sandstone and soil; dotted.



3. Diagram of northern face of body A. Symbols as in fig. 2

4. Diagram of southern face of body B. Symbols as in fig. 2.

5. Diagram of northern face of body B. Symbols as in fig. 2. Darker oblique straight line at lower right represent road surface.

These structures are formed by a core of the local basement rock which is granite-gneiss, covered by a veneer of diamictite, conglomerate and medium to coarse grained sandstone. The structures are overlain by siltstones and fine to medium grained feldspathic sandstone (fig. 2-8). Locally all the sedimentary rocks are red in color. The entire sequence in roughly 6 meters in thickness. Another boss of granite-gneiss appears in the southwestern extremity of northern face for which no counterpart was found on the southern face.

Distribution of the sediments within each body varies between faces of the cut. Generally the sediments tend to be thicker in the northern face. This is better shown for structure A (figs. 2-3; 6-7). The northern face of body B is not well exposed, but presumably a thicker section of diamictite and/or conglomerate and sandstone occur below the road surface (figs. 4-5 and 8). The thickeness of the sediments varies also in relation to the core topography, being greater in the lower parts and smaller in the higher parts.

Structure A has a single core (figs. 2-3; 6-7) while in structure B, the granite-gneiss core is bifid, at least at the southern face (figs. 4 and 8); only the southwestern basement boss appears at the northern section of structure B (fig. 5).

Sediments forming the elongated bodies show a very high degree of compaction, especially the diamictite that constitutes locally the most resistent rock. The overlying rocks are friable and rest discordantly on the elongate bodies. Arching of the stratification over the structures indicates differential compaction of the overlying sediments (figs. 2-5). Argillite laminae intercalated in sandstone that cover the northern face of structure A are complexely folded in a manner suggesting slumping, diverging from the plane of symmetry of the body (fig. 3). Laminate siltstones that appear in the upper part of southern face of structure A seems to be truncated above the structure by the medium to coarse sandstone bed (fig. 2).

Both the surface of the granite-gneiss core as well as the upper surface of the diamictite of the two structure are normally smooth and frequently finely striated. The striae are parallel, with direction varying from N35°W to N55°W (magnetic). (Fig. 9.)

The upper surface of the granite-gneiss core also shows irregularities formed by acute projections into the diamictite, underlain by horizontal wedge-shaped fissures filled with diamictite. Vertical wedge-like cracks filled with diamictite also occur (figs. 4 and 10). At the northern face of structure B a large block of granite-gneiss is a apparently only slightly displaced from its former position separated from the basement core by a thin film of diamictite (figs. 3 and 11).

Taking as a reference the plane of the road bed, structure A has a section of 22 meters at the southern face enlarging to 30 meters at the northern face. The maximum exposed height also increases from 2,4 meters to 3,2 meters. Structure B shows a section of 32 meters at the southern face decreasing to 16 meters at the northern face. The height also diminishes from 2 to 1,3 meters.

Origin of the elongated topographic forms

There are several indications that the structures described formed bodies with relief before the deposition of the overlying sediments: the discordant contact, the attitude of the stratification of the overlying sediments indicating diferential compaction, the aparent truncation of the beds towards the top, and the slumping structures along the flanks of the bodies. Preservation of these features indicates rapid burial by the overlying rocks, before destruction by erosion.

Direct association with diamictite indicates that the features could have been formed by the streamline flow of the upper Paleozoic glaciers.

Features of glacial deposits of Pleistocene age with characteristic of shape, structure and composition similar to the ones studied at Mococa are assembled into a large group called streamline molded forms by Flint (1957). These include positive and negative elements with dimensions varying from centimeters (e. g. a glacial striae), to kilometers in length (e. g. the great drumlins). Features of intermediate size, both positive and negative, can occur generally in large swarms, rarely isolated.

Among streamline molded forms the longest and best known are the drumlins (Alden, 1905; 1918; Slater, 1929; Hollingwort, 1931; Gravenor, 1953; Charlesworth, 1957; Flint, 1957). Drumlins, as well as other positive elements, can have a composition ranging

6. View to the north east at Mococa showing southern face of structure A. Note thicker veneer of diamictite and sandstone.

7. View to the northwest at Mococa showing northern face of structure A. Lower whiteish zone marks contact of diamictite and basement rock and upper one marks contact of covering rocks and diamictite.

8. View to the southeast at Mococa showing southern face of structure B. Note valley filled with conglomerate between the two granite bosses.

9. Parallel striae on the upper surface of diamictite at southern face of structure B (Mococa).

10. Vertical wedge-shaped cavity in the bedrock filled diamictite at southern face of structure B (Mococa).

11. Large granite-gneis block separated from bedrock by diamictite at northern face of structure A (Mococa).

from entirely of bedrock at one extreme, to entirely of drift at the other. The origin of these structures is still a matter of debate. Bodies composed entirely of bedrock are obviously erosional. Those composed of drift associated with a core of bedrock and, especially those composed only of drift are more difficult to explain. Essentially there are two ideas, either that they have formed by erosion; second that they have resulted from accretion of drift. Gravenor (1953) presented a review of some theories concerning the origin of drumlins and listed their most important characteristics.

A complete explanation for the origin of the features described in this paper presents the same problems.

At Mococa the elongated molded form could have been formed by erosion, or erosion and deposition.

Polishing and striation of the upper surface of the granite-gneiss basement indicates that it was abraded by glacier ice.

The overlying diamictite is tightly packed against the irregularities of the basement topography, filling the V-shaped cavities. This is interpreted as being caused by deposition under the weight of a glacier. The presence of striae on the upper surface of diamictite is indicative of erosion after, or more probably during deposition of the veneer of sediments.

Whether the erosion of bedrock and deposition of sediments was produced by the same glacier or not is difficult to ascertain. However, the approximate agreement between the elongation of the two bodies and the direction of the striae on the basement and on the diamictite could be and indication that the erosion of basement and deposition and erosion of diamictite, conglomerate and sandstone occurred more or less simultaneously.

The diamictite discordantly overlies the conglomerate filling the valley between the two granite bosses of structure B indicating that it was deposited by running melt water before the accretion of the diamictite cover.

At structure A and possibly at structure B the thickening of the diamictite and sandstone veneering the granite bosses suggest a crag-and-tail association.

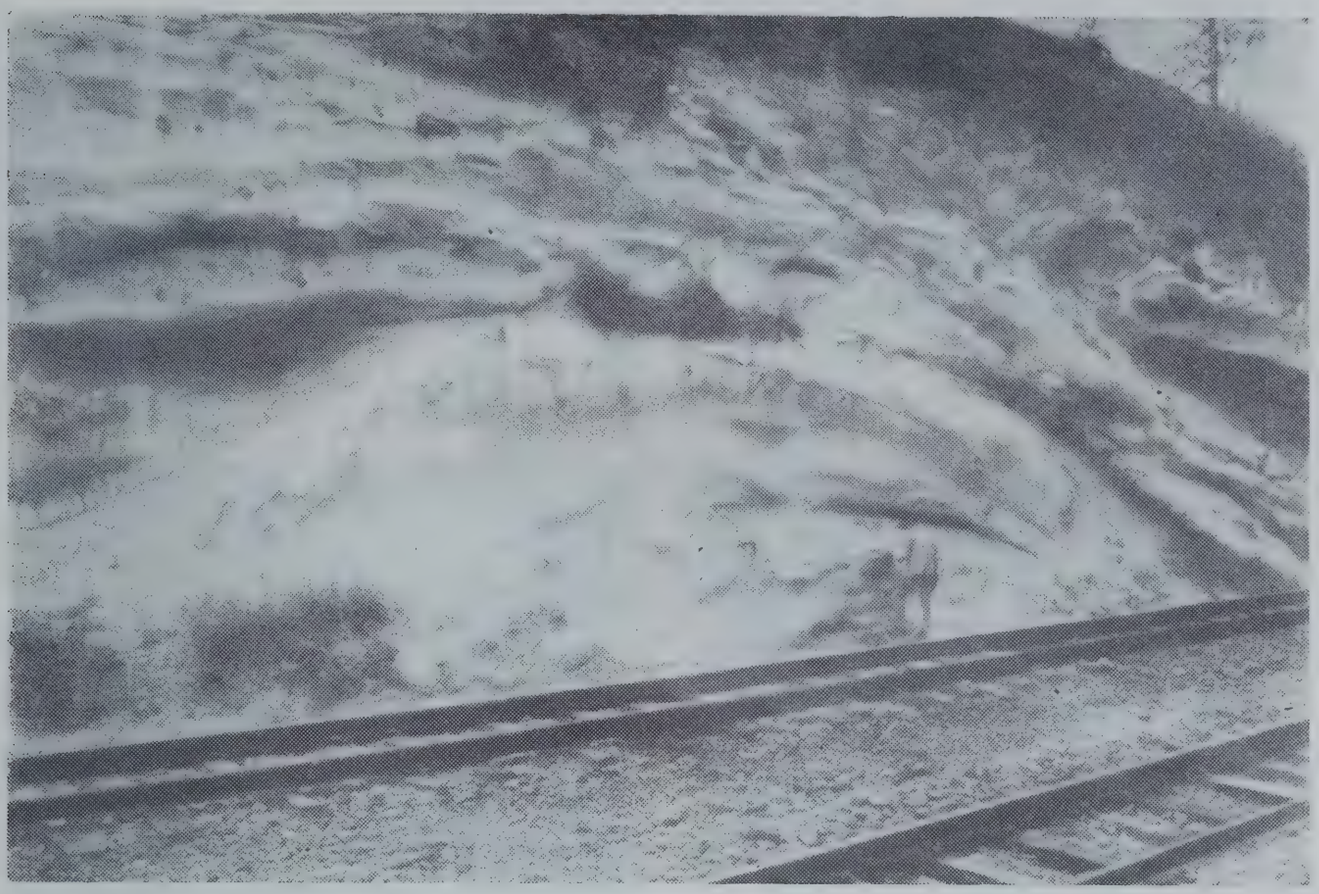
The horizontal and wedge-shaped fissures of the basement could be the effect of glacial plucking or they could represent frost cracks. Separation of the blocks of granite-gneiss in the northern face of the structure could have had a similar origins. Another possible explanation is to interpret these features as due to sheeting of the granite-gneiss with enlargement of the fissures during deposition of the diamictite. This case would involve exposure of the granite-gneiss surface to weathering for a considerable space of time before deposition of diamictite.

In the Pleistocene deposits these elongated molded bodies generally occur in swarms. The rarity of occurrences of the structures in pre-Pleistocene sediments could, however, be explained by difficulties in preservation, especially of the larger bodies, and by lack of outcrops that make their recognition difficult, or both.

Nevertheless, other possible elongated molded forms were examined in the Paraná basin. A good example is the one exposed in the two faces of a cut at kilometer 107 of the Sorocabana Railroad, near the town of Sorocaba.

The structure has a shape similar to the one at Mococa, but it is composed entirely of sediments, mainly feldspathic, poorly sorted sandstones and mudstone (figs. 12-13).

At this locality there is no direct association with diamictite. However, diamictite with facetted and striated clasts and showing tillitic fabric is beautifully exposed some 200 meters to the south west, probably only a few meters above the structure. The sedi-



12. View of southern face elongated structure at Sorocaba. Note truncation of overlying sandstone beds over the structure and concentric discontinuous joints of the "core".

ments belong to the basal portion of the Itararé Subgroup in the area.

An origin through folding for this feature is improbable since it is included in a flat lying sedimentary sequence. The apparent concentric structure shown by the discontinuous concentric jointing of the «core» does not seem to be related to stratification.

Erosion and/or deposition by glacier ice could be responsible for the formation of the elongated body at Sorocaba. The concentric structure parallel to its upper surface is remindful of the concentric banding described by Slater (1929) in Pleistocene drumlins and considered indicative of origin through accretion of drift.

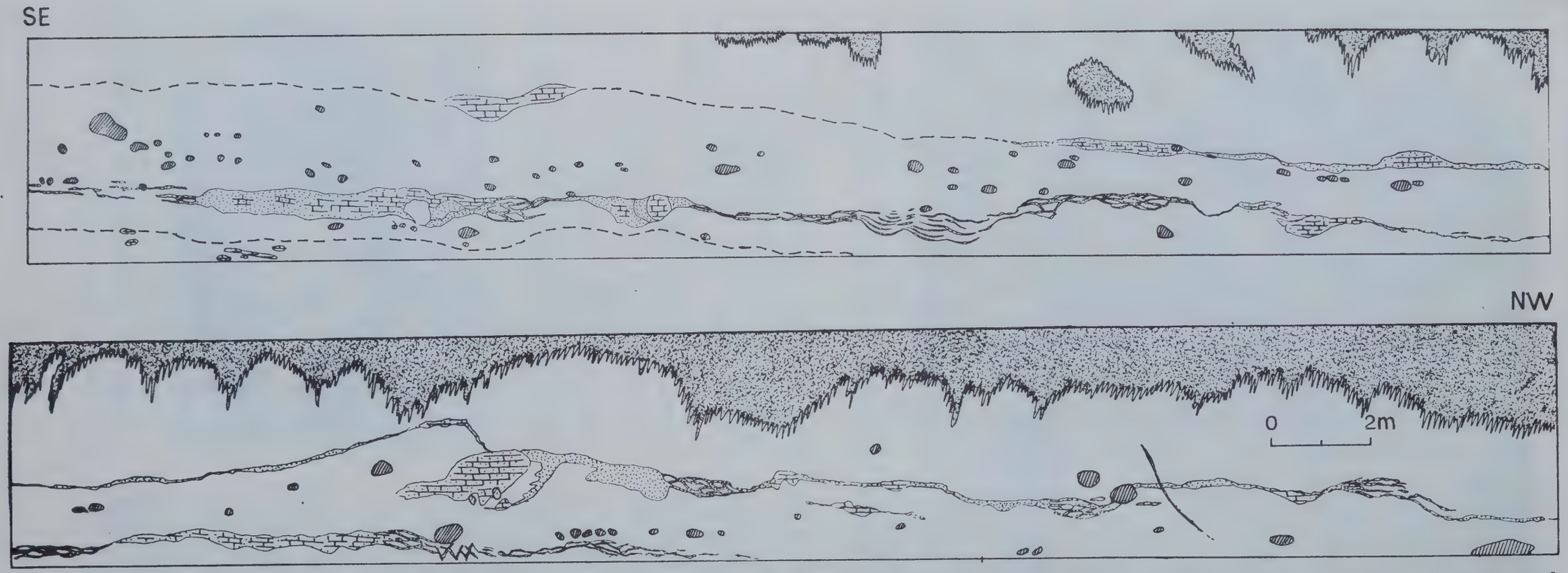
Clast concentration

The locality studied for this feature is the two faces of a cut on the Sorocabana Railroad approximately 200 meters south of the railroad station at Jumirim. A brief description of this outcrop appeared in Frakes and Crowell (1969).

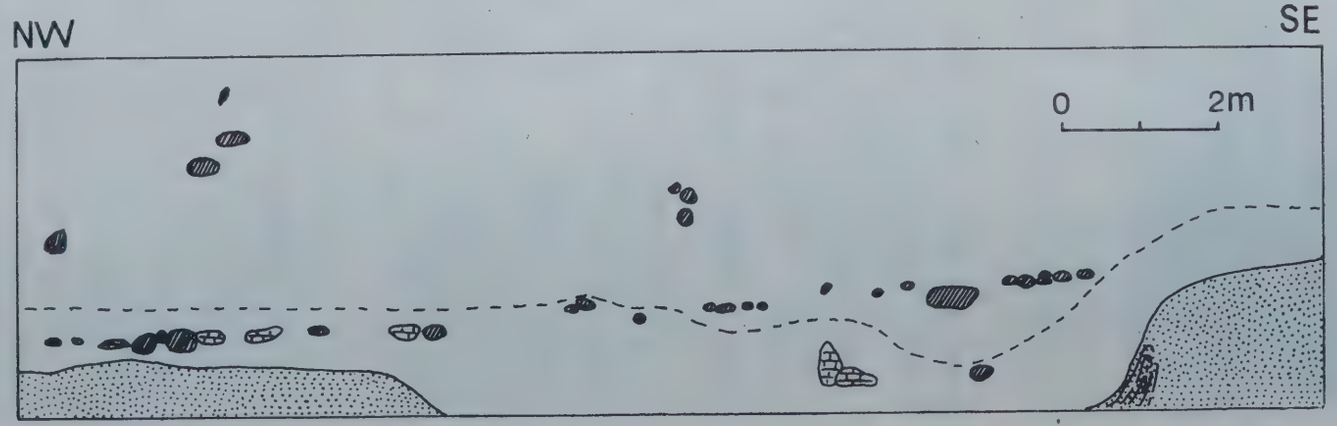
In the roughly southeast-northwest cut, about 15 meters apart, a linear and horizontal concentration of clasts occurs within the lower part of a light olive-gray to dusky-yellow, medium-gray, indurated diamictite. The diamictite is underlain by medium to corse grained yellow-gray feldspathic sandstone. The upper part of the section is covered by vegetation (figs. 14-16).

The clasts of the concentration vary in size from cobbles to blocks and boulders, up to 90 centimeters in diameter. The composition of the clasts is the same as the relatively rare clasts dispersed in the diamictite,

13. View of northern face of elongated structure at Sorocaba. Band of vegetation marks its upper limit.



14. Diagram of northern face of railroad cut at Jumirim. Symbols: umpatterned, diamictite; obliquely hatched, clasts; stippled, sandstone; squares, calcareous sandstone; irregular dots, vegetation. Upper descontinuous line represent probable prolongation of upper intercalation zone; lower interprupted line represents boundary between the two zones of diamictite.



15. Diagram of southern face of railroad cut at Jumirim. Symbols as in fig. 14.

16. View of the southern face at Jumirim. Note the two zones of the diamictite, clast concentration, and calcareous concretions at left.

17. Part of the clast concentration included in diamictite at the northern face at Jumirim. Note upper beveled surface of clasts.

18. Layers and veins of sandstone showing celular disposition within the diamictite on the northern face at Jumirim.

which are predominantly quartzite and granite-gneiss. Size variation and general shape also coincide (fig. 14-15).

The horizontal concentration can be followed for 50 meters along the better exposed western face (fig. 14). At its southern part a higher dispersion of the clasts makes the recognition of the concentration difficult, but in the rest of the exposure the linear disposition is clearer, although in places the clasts are separated laterally by 2-3 meters. At some places they are almost in contact with each other with a few showing an imbricated disposition (figs. 14-15). Direction of imbrication is approximately toward N55°W (magnetic).

At the southern face the concentration is exposed over a distance of at least 12 meters (figs. 15-16). The northwestern side of the outcrop is covered by vegetation and talus debris. The general characteristics are the same as on the other face.

Several clasts of the concentration show their upper surface facetted (fig. 17) bearing series of striae or narrow grooves oriented in a parallel fashion. Measurement of the striae in at least 10 clasts indicate only slight divergence, the average being approximately N60°W (magnetic). Other features are associated with the striae in some of the clasts, especially on the upper surface of largest boulder at the northwestern extremity of eastern face. This includes crescentic marks and possibly chatter marks. Orientation of the axis of the crescentic marks is parallel to the striae on the clasts. These features have been described in detail elsewhere (Rocha-Campos et al., 1969).

In the southern side of the northern face and in the exposed part of the southern face two zones can be observed in the diamictite. These are separated by an undulating and transitional boundary. In the lower one, about I meter thick, the diamictite is yellow-

gray, fragmenting in small, centimetric slabs. Epigenetic calcareous concretions are common in this zone and show a horizontal disposition. A test in the field indicated that the matrix is also more calcareous. In its upper part the diamictite is highly compacted and medium-gray in color (fig. 15). The clast concentration is included mainly in the upper zone of the diamictite in the northern cut (fig. 14). In the southern cut most of the clasts are enclosed in the lower zone whose upper limit cuts the clast concentration in two places (figs. 15-16).

The northern face differs also from the southern face by having two horizontal and parallel zones of fine to medium grained sandstone and calcareous sandstone intercalations in the diamictite, 1 to 1.5 meters apart, and varying in width from a few milimeters up to one meter (fig. 14). The intercalations occur as horizontal or oblique layers or veins of fine to medium grained sandstone. The latter are extremely ramified in places forming a kind of cellular or honeycomb structure (figs. 14 e 18). These pass laterally to irregular masses or lenses of highly calcareous sandstone. Contact with the enclosing diamictites is sharp and regular in most places. No internal structure could be observed in the sandstone.

The two zones are almost continuous along the northern face, except for the southern end of the upper one (fig. 14). The clast concentration is included between the two intercalation zones along most of the northern face (fig. 14).

Origin of the clast concentration

Boulder pavements are a type lag concentrate that results from the removal of the fine matrix of tills by wind or running melt water after deglaciation of a locality. Renewed glaciation abrades the concentrate forming a more or less continuous pavement of clasts with beveled upper surfaces, that commonly bear striae oriented in a parallel fashion. The pavement is usually covered by till of different composition than the till below the clasts. Boulder pavements can also result from the rejuvenation of a glacier with renewed subglacial erosion after deposition of a till, without the interference of a deglaciation period. (Flint, 1957; 1961). In this case the overlying and underlying till may be lithologically very similar.

Several of the characteristics of the clast concentration at Jumirim are comparable to those of the Pleistocene boulder pavements. These include the horizontal and more are less linear disposition of the clasts and the upper beveled surface of the clasts bearing parallel striations and other marks (Flint, 1957; 1961). Similarity of composition of the clasts of the concentration and those included in the till is also in agreement. The literature does not refer to imbrication of clasts in Pleistocene pavements but their occurrence is probable.

The main differences are the greater lateral and vertical dispersion of the clasts, and lack of a diamictite of different composition overlying them.

Lack of detailed description of boulder pavements in the literature makes comparison of small features difficult. Lateral separation of clasts seems to occur in the Pleistocene examples. Flint (1957, p. 120, fig. 7-11) ilustrates a boulder pavement from Canada where the clasts are sometimes 2-3 meters apart. Slight vertical dispersion also can be observed in the photograph.

The apparent lack of a diamictite of different composition above the clast concentration in the Brazilian example could perhaps be explained by the absence of a deglaciation period following the deposition of the clasts. The composition of the matrix of the diamictite above and below the clast concentration could be very similar and mixture of the two materials would make difficult the recognition of a physical break.

An alternative, but less probable explanation would be to interpret the clast concentration at Jumirim as a type of fabric resulting from shearing action inside a lodgement till. The parallel disposition of the striae and other glacial marks on the clasts, and the extension of the clast concentration seem to mitigate against this.

A definite explanation for the formation of the two zones of sandstone lenses, layers and veins is lacking. Geometric aspects and disposition of these features coincide with those of ice veins and layers developed in frozen ground for which they could represent pseudomorphs (Taber, 1943; Schafer, 1949).

The zonation observed in the diamictite could be due to recent weathering with

leaching of the carbonate from the upper part of the diamictite and deposition in the sandstone intercalations and as concretions in the lower part of the diamictite.

CONCLUSIONS

Elongated topographic forms composed of bedrock with a veneer of diamictite, sandstone and conglomerate, and entirely of sediments occur in the Itararé Subgroup. These features show analogies to streamline elongated bodies produced by the flow of ice during Pleistocene glaciation.

The linear clast concentration enclosed in a diamictite at Jumirim also show several points in common with the descriptions of Pleistocene boulder pavements and could have a similar mode of origin.

Occurrence of these features directly associated with or included in a sequence that contains diamictites is indicative of a glacial origin for these rocks.

Elongation of the structures and direction of striae on the upper surface of the bedrock and diamictite at Mococa are parallel and trend N45°W (magnetic). Possible crag-and-tail distribution of the drift on the bedrock could indicate displacement of upper Paleozoic glaciers from the southeastern quadrant. Elongation of the axis of the structure at Sorocaba is toward N15°W (magnetic).

Directions of striae and grooves and of the axes of crescentic marks on the upper surfaces of clasts of the boulder pavement at Jumirim are parallel and oriented toward N60°W. A few clasts of the pavement are imbricated, direction of imbrication beeing toward N40°W. This is interpreted as indicative of ice flow toward northwest in the area.

BIBLIOGRAPHY

ALDEN, W. C. — 1905 — The drumlins of southeastern Wisconsin, U. S. Geol. Survey Bull. 273, pp. 25-27.

ALDEN, W. C. — 1918 — The Quaternary geology of southeastern Wisconsin, with a chapter on the older rock formations, U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 106.

AMARAL, S. E. do — 1965 — Nova ocorrência de rocha moutonnée em Salto, SP, Bol. Soc. Bras. Geologia, v. 14, n. 1 e 2, pp. 71-82.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. and FUCK, R. A. — 1967 — Striated surfaces and related features developed by the Gondwana ice-sheets (State of Paraná, Brazil), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology 13, art. 56, pp. 265-276.

CHARLESWORTH, J. K. — 1957 — The Quaternary Era with special reference to its glaciation, v. 1, pp. 389-403, Edward Arnold Ltd., London.

FLINT, R. F. — 1957 — Glacial and Pleistocene Geology, John Wiley & Sons, Inc., New York.

FLINT, R. F. — 1961 — Geological evidence of cold climate *in* A. E. M. Nairn (Ed.) Descriptive Palaeoclimatology, pp. 140-155, Interscience, New York.

FRAKES, L. A. and CROWELL, J. C. — 1969 — Late Paleozoic glaciation: I, South America, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 80, n. 6, pp. 1007-1042.

FRAKES, L. A.; FIGUEIREDO FILHO, P. M. de and FULFARO, V. J. — 1968 — Fossil eskers and associated features from Paraná basin, Brazil, Jour. Sed. Petr., v. 38, n. 1, pp. 5-12.

GRAVENOR, C. P. — 1953 — The origin of drumlins, Am. Jour. of Science, v. 251, n. 9, pp. 674-681.

HOLLINGWORTH, S. E. — 1931 — The glaciation of western Edenside and the drumlins of Edenside and the Solway basin, Geol. Soc. London Quart. Jour., v. 87, pp. 281-359.

MARTIN, H. — 1961 — The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South West Africa, Geol. Soc. of South Africa. Anexure to v. LXIV.

ROCHA-CAMPOS, A. C. — 1967a — The Tubarão Group in the Brazilian portion of Paraná basin (with a contribution by J. E. S. Farjallat on Mato Grosso and Goiás) *in* J. J. Bigarella, R. D. Becker e I. D. Pinto (Eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 27-102, Inst. Geol. Univ. Federal do Paraná, Curitiba.

ROCHA-CAMPOS, A. C. — 1967b — Novas ocorrências de fósseis marinhos no Grupo Tubarão em São Paulo e Santa Catarina, Bol. Soc. Bras. Geol. v. 15, nº 4, pp. 5-13.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; FARJALLAT, J. E. S. and YOSHIDA, R. — 1969 — Crescentic marks on a Late Paleozoic glacial pavement in Southeastern Brazil, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 80, n. 6, pp. 1123-1126.

SCHAFER, J. P. — 1949 — Some periglacial features in Central Montana, J. Geology, v. 57, n. 2, pp. 154-174.

SLATER, G. — 1929 — The structure of the drumlins exposed on the south shore of Lake Ontario, New York State Mus. Bull. 281, pp. 3-19.

TABER, S. — 1943 — Perennially frozen ground in Alaska, Geol. Soc. Am., Bull. v. 54, n. 10, p.p. 1433-1548.

ITARARÉ SUBGROUP (TUBARÃO GROUP) IN THE MOCOCA—CASA BRANCA REGION — São Paulo State(*)

Por

PAULO M. DE FIGUEIREDO F. (1) e LAWRENCE A. FRAKES (2)

ABSTRACT

A newly exposed section of Itararé rocks is described from road-cuts on the Mococa-Casa Branca highway, São Paulo State. These rocks are generally coarser and more proximally located to the source area than are those of southern São Paulo. Diamictites are thinner and less numerous indicating that the effects of glaciation were less extensive in the north than in the south. Sedimentary structures indicate that paleocurrents flowed predominently toward the northwest.

INTRODUCTION

This paper describes the northernmost known section of the Itararé Subgroup exposed on the Mococa-Casa Branca road, northern São Paulo State and relates the section to the better known occurrences farther south. A second purpose of the paper is to reconstruct the paleogeography from regional facies variations and paleocurrent trends deduced from sedimentary structures. As used here, Itararé Subgroup refers to the glacial and interglacial sequence of the Tubarão Group, as in the scheme of facies relationships presented by Rocha-Campos (1967).

DESCRIPTION

The occurrences are described from the base upward, and from the eastern margin toward the center of the basin. Refecence is made throughout the description to the kilometer marks of the new Mococa-São Paulo road (Fig. 1). The rocks are located between the towns of Mococa and Casa Branca. Sections described herein are seen in deep road-cuts along the road and therefore correspond to the more resistant units of the section. The unexposed parts of the section occur along stretches of lower ground and are probably constituted of poorly cemented sandstone and mudstone.

The base of the Itararé can be seen in road-cuts at km 295½, where about 50 cm of deeply weathered pebble conglomerate rests in sharp contact on gray gneissic granite (fig. 2). Approximately 85% of clasts in the conglomerate consist of gneissic granite, probably locally derived. Brown sandstone clasts of unknown source also occur. Striated and faceted clasts were not observed, and most pebbles are subangular to sub-rounded. The arenaceous matrix of the conglomerate

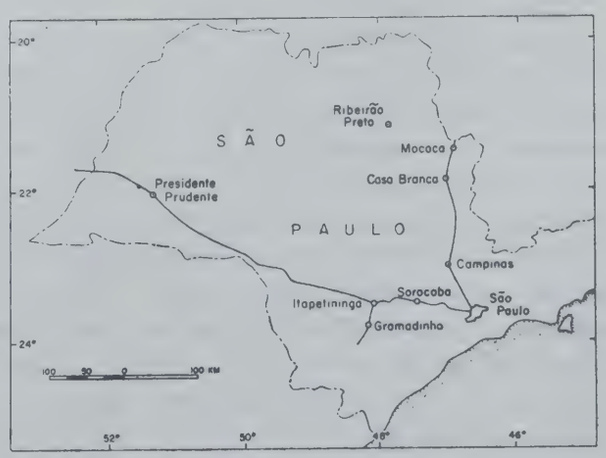


Fig. 1

(*) Under the auspicies of Conselho Nacional de Pesquisas of Brazil and U. S. National Science Foundation.

(1) Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Pôrto Alegre.

(2) Department of Geology, University of California, Los Angeles.

grades upward into a more poorly sorted diamictite (Flint and others, 1960), which is dark reddish brown in color and about 1.5 m thick. Locally, this diamictite overlaps the conglomerate to lie directly on granite; in places the diamictite itself pinches out against the basement rocks, and the overlying sequence of reddish brown sandstone and siltstone abuts against the floor of the basin. About 7 m of this sandy unit are exposed in the cut and it also seems to underlie most of the low country between Km 295½ and Km 284.

At Km 283.8 about 3.5 m of reddish brown fine-grained sandstone correlated with this sandy unit is overlain by approximately 4 m of reddish brown diamictite, the base of which is made up of about 20% thin siltstone beds. These beds, up to about 5 cm thick, contain soft sediment folds with axes trending roughly E-W. Asymetry of the folds suggests movement from north to south. Thinning of the diamictite in the road-cut suggests that it may be pod-shaped but the unit is tentatively correlated with a similar diamictite, 3 m thick, exposed in the road-cuts at Km 282.5. At the latter locality diamictite occurs at the base of the exposed section and is overlain by discontinuous pods and lenses of fine-grained sandstone and pebble conglomerate up to 70 cm thick. Next higher in the section is another diamictite with a maximum thickness of 4.5 m. This one differs from most lower ones in displaying fairly well developed stratification.

Extensive erosion must have occurred after deposition of this diamictite because the overlying sandstone and conglomerate is preserved in channels cut into it. However, the arenaceous unit is not extensively developed; it is, in turn, truncated irregularly by the overlying strata in a manner suggesting erosion. These strata constitute a distinctive sequence of reddish brown mudstone and thin diamictite units, which in places replaces more than 3 m of the sandstone. Maximum observed thickness is 6 m. There are two diamictites in this sequence, and they are both lenticular, having a maximum thickness of about 2.50 m and thickening northward. Clasts were not observed in the well-sorted mudstone unit.

Part of the sandstone and the full thickness of the mudstone sequence above it is also seen in road-cuts at Km 278.8. The lithologic correspondence between the two sections is good and although diamictite is lacking at 278.8, pebbly shale is developed there. Overlying the silty mudstone unit at 278.8 is a reddish brown diamictite at least 5 m thick. At the contact, load casts and convolutions of diamictite extend into the underlying mudstone and shale indicating that the mud was soft, plastic, and perhaps under water at the time the diamictite was deposited.

The top of this diamictite is not exposed at Km 278.8 but the unit is presumed to underlie at least a portion of the roadway between 278.8 and the next younger exposures at Km 278. There is some indication in small roadside exposures that sandstone also makes up part of the unseen section. At Km 278 the oldest rocks seen are fine grained, reddish brown, poorly cross-bedded sandstone and rare siltstone about 3 m thick. These are overlain by brick red diamictite with a maximum thickness of 4 m. Diamictite shows some stratification in alignment of granules and larger clasts. Striae are rare but faceted clasts are common in this unit. Load casts of overlying fine grained sandstone extend downward into the diamictite as far as 12 m. The complicated structure of the sandstone indicates that the underlying diamictite was highly plastic and probably under water at the time that the sandstone was laid down.

The sandstone exposed at the top of the section at Km 278 is the highest part of the Itararé Subgroup to be seen on the Mococa-Casa Branca road. Other exposures seen on secondary roads in the region indicate that the Itararé passes normally upward into strata of the upper Tubarão Group. Regional thinning of the Itararé to the north is here attributed to progressive butting out of the oldest units against irregularitites on the crystalline floor. Toward north of Mococa, in the State of Minas Gerais, the Botucatú and Serra Geral Formation lie directly on Precambrian rocks, with no Itararé intervening.

Granulometric analyses were run of sandstone and diamictite bodies of the Mococa-Casa Branca section and compared with size analyses of samples from sections farther south. In order to compare with the sandstone bodies, only the matrix of the diamictites was analysed. The seiving was run with ¼ Φ interval, and the pipette with times

equivalent to measure 1 Φ interval. The cumulative curves were drawn on probability paper and the parameters were calculated using the equations of Folk and Ward (1957). Table I shows the values for mean size (Mz Φ), inclusive graphic standard deviation (σ Φ), and inclusive graphic skewness (Sk Φ), of the Mococa-Casa Branca samples and for those of other areas of the eastern border of the Paraná Basin. Table 1 shows that the samples analysed had a fairly low content of clay. The maximum amount of clay in diamictite is less than 10%, and only 2 samples contained more than 7%. The water-laid deposits contain more sizeable amounts of clay.

The samples from the Mococa-Casa Branca section contain a rather uniform suite of heavy minerals. They are similar to samples analysed from other areas (Rocha Campos 1967). The following list places them in order of relative abundance: opaque minerals, tourmaline, garnet, zircon, staurolite, kyanite, and rutile. In some samples the content of garnet was considerably greater than in most.

STRATIGRAPRY

The Tubarão Group in the State of São Paulo (Barbosa and Almeida 1949; Barbosa and Gomes 1958; Rocha Campos, 1967) has been studied from surface exposures and a few long boreholes through the section. The general distribution of rock units within the Tubarão are known but these have not been verified by detailed stratigraphic work or by geologic mapping. Until this is done, it is perhaps best to keep regional correlations tentative.

Strata of the Itararé are well exposed on the Sorocaba-Itapetininga road (Frakes and Figueiredo, 1967), and they are also well developed in the rio Tietê area, where 6 diamictites have been recognized: Salto Tillite of the Itu Formation; tillite of the Elias Fausto Formation, intercalated with fluvio-glacial rocks on the Anhanguera Road; the Raffard and Mombuca Tillites of the Gramadinho Formation; the Jurumirim Tillite of the upper part of the Tietê Formation; and the Pitanga Tillite from the base of the Tupi Member of the Itapetininga Formation. It is not yet possible to make valid lithologic correlations of these dominantly continental rocks from rio Tietê to either the Sorocaba-Itapetininga of the Mococa-Casa Branca areas. Figure 2, however, shows the geologic sections exposed at the two localities, and we will make an attempt to point out the similarities and differences between them.

Sample	Rock type	MΦ	σΦ	skΦ	sand	silt	clay
MO-1	diamictite	4.3	2.1	0.07	41.0	52.5	6.5
MO-2	siltstone	—	—	—	0.2	73.0	26.8
MO-3	diamictite	4.6	2.0	0.13	37.0	55.0	8.0
MO-4	diamictite	2.8	1.6	0.45	81.0	14.5	4.5
MO-5	sandstone	3.8	1.3	0.58	64.5	32.0	3.5
MO-6	mudstone	5.9	—	—	1.8	83.0	15.2
MO-7	sandstone	3.1	1.2	0.62	80.5	16.0	3.5
MO-10	sandstone	2.4	1.7	0.57	82.0	15.5	2.5
SP-1	sandstone	3.8	0.8	0.53	64.0	34.9	1.1
SP-2	siltstone	5.1	1.0	0.58	5.0	89.1	4.9
SP-3	siltstone	5.3	1.0	0.51	0.6	94.4	5.0
SP-4	diamictite	4.1	1.7	0.44	50.0	44.0	6.0
SP-5	diamictite	3.7	1.6	0.39	59.0	39.0	2.0
SP-6	diamictite	3.3	1.6	0.46	66.0	31.0	3.0
SP-7	diamictite	3.6	2.6	0.13	42.0	51.0	7.0
SP-8	diamictite	4.4	1.9	0.36	45.0	48.5	6.0
SP-9	diamictite	4.8	1.7	0.44	32.0	60.0	8.0

TABLE 1. Mean size (MΦ), standard deviation (σΦ), skewness (skΦ), and percentage in sand, silt, and clay size classes of samples from Mococa-Casa Branca section (MO) and from southern São Paulo State (SP).

Hopefully, these relationships will be of value in interpreting environments of deposition and paleogeography.

The Mococa-Casa Branca section differs from the Sorocaba-Itapetininga section in several significant aspects. First, the finer grained strata which are well developed at Sorocaba-Itapetininga are very poorly developed at Mococa-Casa Branca, except for the sequence at Km 282½. Smilarly scarce are sequences of interbedded shale and siltstone, and perhaps most significantly, pelodite. This unique rock type was not observed in the Mococa-Casa Branca section. Instead, sandstone and conglomerate bodies are much better developed in the northern section; sandstone here seems to constitute a very large parte of the Itararé. Second, diamictite bodies are considerably thinner than they are in the southern localities. In the Mococa area, diamictites average perhaps 2 m thick and range in thickness from a few em up to about 10 m, but in the south thicknesses of more than 10 m are common and the average is about 8-10 m. There are possibly slightly fewer diamictites in the north but this is determined with difficulty because of long covered intervals in both sections Third, the presence of marine intercalations such as the Capivari Formation has not yet been demonstrated for the Itararé rocks of the Mococa region. These variations are also observed in a series of wells through the Itararé, logs of which were kindly made available by Petrobrás (Petróleo Brasileiro S. A.)

Fourth, and perhaps most important, the Itararé rocks of the Mococa region do not appear to be cyclic in nature, as they may

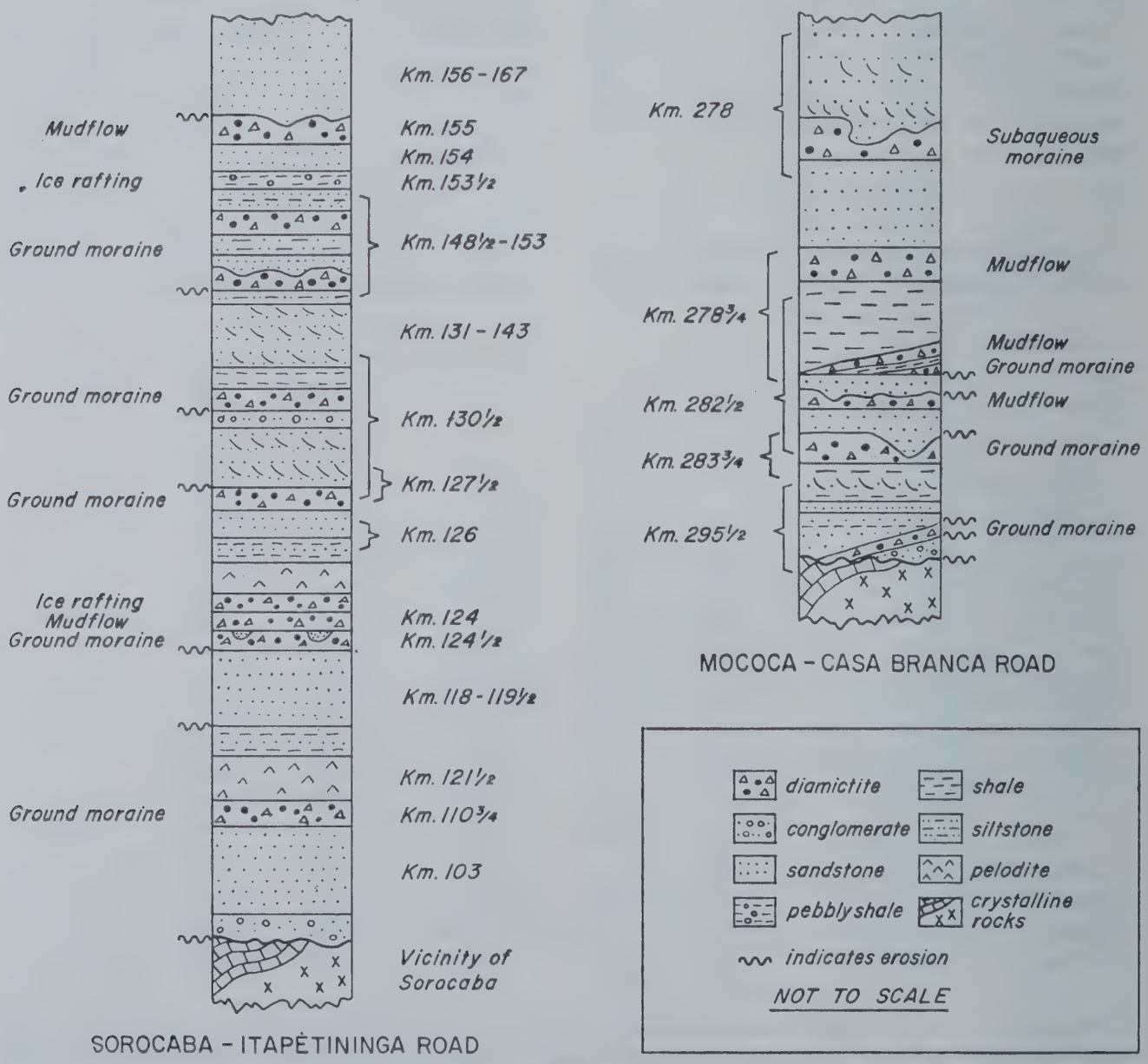


Fig. 2

be farther south in São Paulo State (Leinz, 1937; Frakes and Figueiredo, 1967). There is a general alternation of sandstone and diamictite in the Mococa section which might be interpreted as a series of cycles, but this requires more data than are currently at hand. Perhaps erosion, as indicated in figure 2, has been so extensive in the Mococa section that large portions of cycles have been removed.

These facts lead to the conclusion that the Itararé rocks are generally coarser grained in the Mococa region, but that diamictite is less abundant. It may also be provisionally stated that there is a lack of marine strata in the Mococa section, although this conslusion is based on negative evidence and therefore highly subject to change.

PALEOGEOGRAPHY

A few interpretations may be made of the regional paleogeographic conditions, based on regional variation in facies of the Itararé and on directional sedimentary structures.

The characteristics of Itararé rocks in the Mococa section suggest that the strata were laid down near the source area and probably largely by running water in the terrestrial environment. The abundance of fine grained material in sections located farther to the southwest permits the interpretation that the basin deepened in that direction. The presence of marine intercalations in southern São Paulo State and localities farther southwest supports this conclusion.

A total of 21 directional sedimentary structures were measured in the Mococa section. They included ripple marks, cross bedding, sense of movement of slump structures, and trends of channels. Added, these data yield a vector mean of sediment transport toward 332° with a vector magnitude of 56.3%, indicating that paleocurrents flowed predominantly toward the northwest in the Mococa area.

A second point to be considered here is the possible effect of Late Paleozoic glaciation. The diamictites appear to be less well developed in this northern area than elsewhere in the Paraná Basin, in that they are both thin and less numerous. Perhaps, the depositing ice was less extensive in the north. Pebbly shale, probably formed by rafting of coarse material by floating ice into an area of normal subaqueous deposition, is almost entirely absent in the Mococa area although it is very common in the southern portions of the basin This suggests that Late Paleozoic glaciation was a major transportive force in the southern portions of the basin but that it was less important in the latitude of Mococa. In the north it appears that sedimentation took place under conditions resembling fluvial and marginal marine environments.

REFERENCES

BARBOSA, OCTAVIO e ALMEIDA, F. F. M. — 1949 — A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo, Div. Geol. Min., Not. Prel. Est., nº 48, Rio de Janeiro.

BARBOSA, OCTAVIO, e GOMES, F. de A. — 1958 — Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbatai, Estado de São Paulo, Div. Geol. Min. Bol. 171, Rio de Janeiro.

FLINT, R. F.; SANDERS, J. E. and RODGERS, JOHN — 1960 — Diamictite, a substitute term for symmictite, Geol. Soc. America Bull., v. 71, pp. 1809-1810.

FOLK, R. L. e WARD, W. C. — 1957 — Brazos River Bar, a study in the significance of grain size parameters, Jour. Sed. Pet., vol. 27, pp. 3-26.

FRAKES, L. A. e FIGUEIREDO F., P. M. — 1967 — Glacial rocks of the Paraná Basin exposed along the Sorocaba-Itapetininga Road. *in* J. J. Bigarella, R. D. Becker and I. D. Pinto (Eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 103-106, Curitiba, Brazil.

LEINZ, V. — 1937 — Estudos sôbre a glaciação Permocarbonífera do Sul do Brasil. Div. Fom. Prod. Min., Bol. 21, 47 p. Rio de Janeiro.

ROCHA-CAMPOS, A. C. — 1967 — The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin, *in* J. J. Bigarella, R. D. Becker and I. D. Pinto (Eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology, pp. 27-102, Curitiba, Brazil.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA BACIA DE REZENDE (Rio de Janeiro)

Por

ALFREDO JOSÉ SIMON BJORNBERG (1), HEINZ EBERT (2), PAULO MILTON BARBOSA LANDIM (2) e NEIDE MARIA MALUSÁ (2)

ABSTRACT

The Rezende Basin between Rio and São Paulo has been sedimentologically and tectonically analyzed. Results of this study indicate that the sediments have low maturity and contain: tourmaline, zircon, biotite, sillimanite, sphene, garnet and green mica.

These heavy minerals seem to be related to gnaisses but not to the nearby alkaline rocks from the Itatiaia eruptives.

The gnaisses and alkaline eruptives are transcurrently and normally faulted. Statistically the direction of faulting is N-70-E.

It seems that basin is of tectonic origin being rapidly filled by the sediments. During this phase the syenite was still covered by gnaisses. Subsequent erosion and faulting reduced the thickness of the sediments and produced rejuvenation recently.

RESUMO

Tendo sido realizados estudos tectônicos e sedimentológicos do compartimento tectônico do Vale do Paraíba, junto à cidade fluminense de Rezende (RJ), os seguintes fatos foram revelados:

A análise sedimentológica indica sedimentos imaturos, contendo pesados como turmalina, zircão, biotita, sillimanita, distênio, granada e mica verde. Da comparação dessa paragênese com a dos gnaisses pré-cambrianos do Vale do Paraíba e com a dos sienitos do Maciço de Itatiáia, resultou que os sedimentos só contém minerais pesados de gnaisse e nenhum do Maciço Alcalino vizinho.

Os fenômenos tectônicos, tanto nas rochas gnaissicas, como no próprio sienito apresentam-se predominantemente sob a forma de falhas de rejeição horizontal. As regiões falhadas têm caráter de macrobrechas, ocupando faixas de centenas de metros de largura, contendo inúmeros planos cizalhados, que agrupados estatìsticamente forneceram uma direção predominante ENE-E (N7OE).

Baseando-se nisso os Autores chegam à conclusão de que o ambiente de deposição de tais sedimentos seria o de um vale tectônico, com preenchimento rápido dos clásticos. Durante esta sedimentação o sienito alcalino, ainda coberto por gnaisse, não se achava exposto ao intemperismo. O processo de falhamento tendo seqüência produziu as escarpas, que hoje limitam morfològicamente o Sistema da Mantiqueira ao Sul, as quais devem ser muito recentes.

1 — INTRODUÇÃO

A região do vale do Paraíba tem sido estudada por vários autores, como Washburne (1930); Rego (1937); Ribeiro Filho (1948); Rich (1953); Ab'Saber e Bernardes (1956); Freitas (1956); Tricart e Silva (1958) e Frangipani e Pannuti (1965) os quais têm abordado aspectos tais como: origem, estratigrafia, idade dos sedimentos ,correlação com outras bacias, estudos hidrogeológicos, etc.

Todavia, apesar de bastante pesquisada, certos problemas a ela ligadas continuam a espera de uma explicação geológica mais acurada. Entre êles tivemos a atenção despertada para a origem da formidável escarpa que ocorre no compartimento tectônico do vale do Paraíba, conhecido como bacia de Rezende, existente entre o maciço alcalino de Itatiáia e a base desta bacia sedimentar. Evidentemente a discussão dêsse tópico envolve a própria origem da bacia de Rezende, com conseqüentes implicações na gênese do vale do Paraíba.

Com excessão de Rego (1937), que apela para a erosão diferencial como causadora

(1) Escola de Engenharia de São Carlos — Universidade de São Paulo.

(2) Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro — Universidade de Campinas.

do vale do Paraíba, os demais autores, inclusive nós, por motivos que no transcorrer dêste trabalho mostraremos, são de opinião de que a origem está ligada a falhamentos.

Se realmente ocorreu falhamento a sedimentação teria se processado antes ou depois do desabamento tectônico?

A melhor maneira que encontramos para equacionar o problema foi a apresentação das seguintes duas hipóteses:

a. Se a sedimentação precedeu a formação da atual escarpa, a contribuição sedimentar deveria ter provido ùnicamente das rochas cristalinas pré-existentes da região, já que as alcalinas ainda não se achariam expostas à erosão. Assim sendo, a atual escarpa deve corresponder a um sistema de falhas, paralelas ao percurso do Paraíba, formadas posteriormente à deposição dos sedimentos.

b. Se o falhamento antecedeu a sedimentação, as alcalinas, expostas tectônicamente, devem ter contribuído com clásticos para a deposição, ou seja, a escarpa atual deve ter existido já na época de sedimentação da Bacia de Rezende, sendo esta muito recente, encaixada na morfologia atual.

Tendo em mente essas duas hipóteses realizamos estudos sedimentológicos e tectônicos na Bacia de Rezende, com a finalidade de, em vista dos fatos colhidos, verificarmos qual o melhor modêlo que se adapta à realidade.

2 — AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi executado graças ao suporte financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Geologia 65/042) e do Conselho Nacional de Pesquisas (T.G. 6421). À ambas as Instituições os nossos agradecimentos.

Agradecemos também ao sr. Osvaldo Cesar pela sua colaboração na coleta e separação granulométricas das amostras.

3 — MATERIAL E MÉTODOS

A coleta do material foi realizada tanto nos sedimentos da Bacia de Rezende como nas rochas alcalinas decompostas do maciço de Itatiáia e gnaisses pré-cambrianos do Vale do Paraíba, como pode ser observado na fig. 1. Foram coletadas 28 amostras de sedimentos; 3 de sienito; 4 de gnaisse e 1 do depósito piemôntico que tem suas melhores exposições entre Itatiáia (R.J.) e Engenheiro Passos (R.J.). Na área sedimentar o melhor perfil encontrado foi junto ao cruzamento da via Dutra, com a E.F.C.B., onde conseguimos retirar 15 amostras espaçadas de 4 m uma da outra. As demais amostras foram coletadas à superfície.

De cada amostra de sedimento sêco foram pesadas 30 gr. e para a separação das partículas maiores que 1/16 mm usamos uma bateria de peneiras, com espaçamento entre elas da ordem de 1/4 ϕ. Para a fração siltosa e argilosa usamos o conhecido método da pipetagem.

Os dados fornecidos pela análise granulométrica foram expressos em papel de probabilidade normal (Otto, 1939) e a partir das curvas de freqüência obtivemos gràficamente, seguindo as recomendações de Inman (1952) os valôres correspondentes aos percentis, ϕ_{16}, ϕ_{50}, ϕ_{84}, com êsses valôres obtivemos as medidas de tendência central, de dispersão e de assimetria, segundo as fórmulas:

$$\text{Mediana: } M_\phi = \phi_{50}$$

$$\text{Desvio Padrão } \sigma\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2}$$

$$\text{Primeira Assimetria } \alpha\phi = \frac{M_\phi - Md_\phi}{\phi}$$

Apesar de acharmos mais sensível o cálculo dos parâmetros estatísticos segundo o método indicado por Folk e Ward (1957) seguimos a orientação de Inman com a finalidade de estabelecer comparações com trabalhos de outros autores que seguiram as mesmas medidas estatísticas (Bigarella e Salamuni, 1962 e Martins, 1963).

Cientes da importância dos fenômenos tectônicos no processo sedimentológico, procuramos verificar na Bacia de Rezende a presença de estruturas indicativas de falhamento.

De acôrdo com trabalhos anteriores (Bjornberg, Gandolfi e Paraguassú, 1965 e Bjornberg, 1965) levantamos direções e mer-

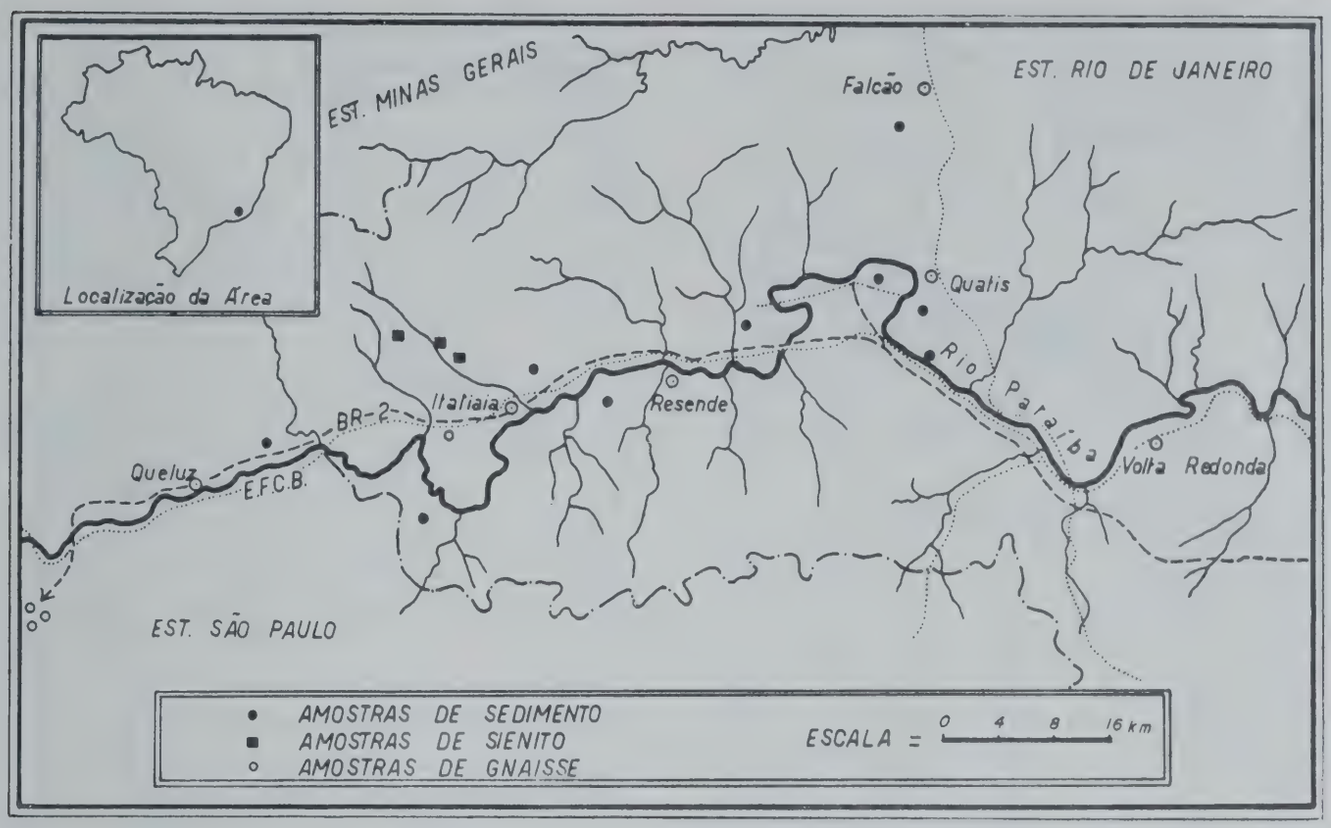


Fig. 1 — Bacia de Rezende mostrando locais de amostragens.

gulhos de planos de falhamentos, dispersos por tôda a Bacia de Rezende, e o método usado para grafar e interpretar os dados de campo foi o da projeção estereográfica em diagrama de Schmidt-Lambert, usando-se a calota inferior.

Êste processo permite obter com facilidade as estruturas regionais mais importantes, a partir de medidas efetuadas em afloramentos esparsos. Para a interpretação dos dados tectônicos, devido a experiência de campo que temos tido, achamos conveniente a teoria de Moody e Hill (1956), a nosso ver a que apresenta o melhor modêlo referente à tectônica rígida, como é o caso.

Segundo êsses autores, os falhamentos de rejeito horizontal são muito mais importantes do que se costuma supor; a partir dêsses fenômenos primários ao longo de geofraturas, falhamentos secundários podem se desenvolver orientados em oito direções principais.

Assim a compressão horizontal determinaria a segmentação da crosta em polígonos os quais seriam atingidos por novos falhamentos com redistribuição de esforços, originando um tipo de estrutura que se poderia denominar megabrecha. Localmente esforços horizontais negativos poderiam desenvolver falhas normais, as quais aproveitariam planos de cizalhamento já existentes.

Procuramos então entrosar os resultados obtidos no campo com a hipótese de Moody e Hill, a fim de obtermos uma disposição espacial dos esforços, suas relações, e finalmente a mecânica de todo o processo diastrófico.

4 — ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

4.1 — Granulometria

A partir dos dados das análises granulométricas foram construídas as curvas presentes nas Figs. 2-A, 2-B e 2-C.

Os parâmetros estatísticos obtidos estão alinhados na tabela I.

A sedimentologia indica um material imaturo, muito mal selecionado. Num sedimento maturo a tendência é para uma distribuição próxima à normal, ou seja, deveria ocorrer uma coincidência de valôres para média e mediana o que não, aconteceu com nossas amostras. Tal suposição, indicativa de pouco transporte, é confirmada pelo baixo arredondamento das partículas, muitas delas conservando seus hábitos cristalinos originais.

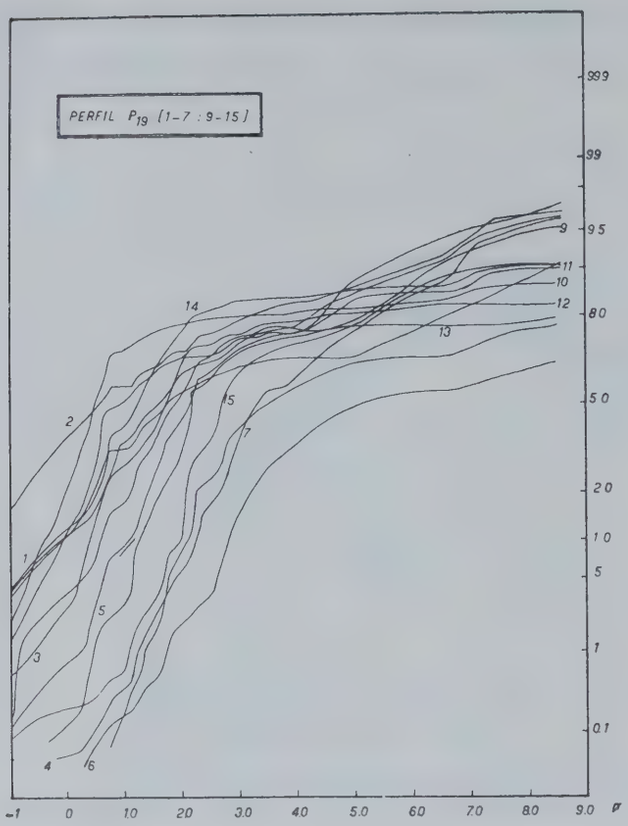


Fig. 2-A — Curvas de freqüência acumulada das amostras P_{19} (1-7 e 9-15).

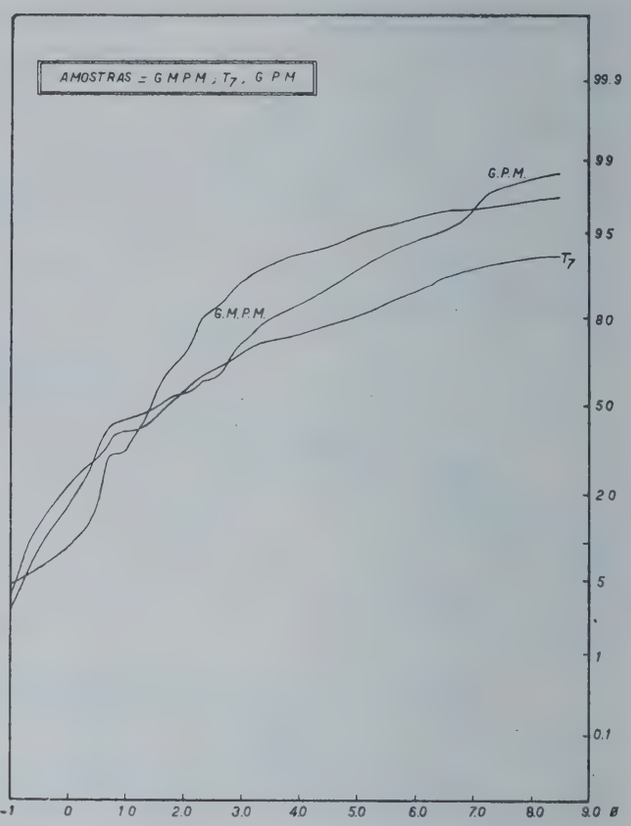


Fig. 2-C — Curvas de freqüência acumulada das amostras: G.M.P.M.; T_7; G.P.M.

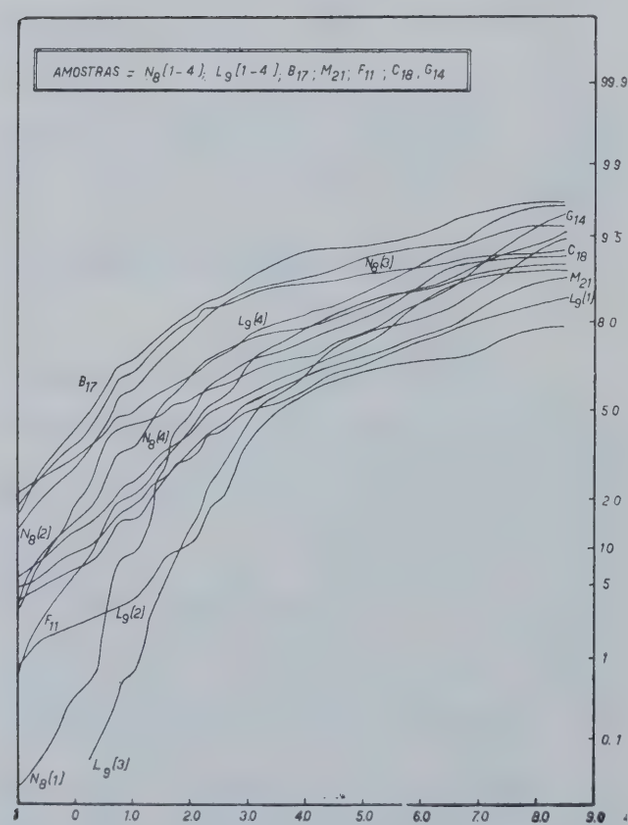


Fig. 2-B — Curvas de freqüência acumulada das amostras N_8 (1-4); L_9 (1-4); B_{17}; M_{21}; F_{11}; C_{18}; G_{14}.

Tabela I

Amostras		Md ϕ	M ϕ	$\sigma\phi$	$\alpha\phi$
P19	(1)	1,59	3,75	3,50	0,61
P19	(2)	0,50	1,58	2,73	0,39
P19	(3)	1,52	2,57	2,25	0,46
P19	(4)	2,33	4,16	1,77	1,03
P19	(5)	2,06	3,03	1,72	0,56
P19	(6)	5,22	6,12	3,18	0 28
P19	(7)	3,37	5,59	3,14	0,64
P19	(9)	2,18	3,61	2,14	0,66
P19	(10)	1,85	3,68	2,93	0,62
P19	(11)	1,69	2,72	2.19	0,47
P19	(12)	0,43	2,76	2,94	0,79
P19	(13)	0,81	4,68	4,46	0.86
P19	(14)	1,19	2,09	1,78	0,50
P19	(15)	2,69	4,02	1,95	0,68
L9	(2)	3,45	5.02	2,87	0,54
L9	(3)	3,15	4,30	2,25	0,51
L9	(4)	1,45	2,57	2,42	0,46
N8	(1)	2,25	3,12	2.77	0,31
N8	(2)	0,65	0,92	1,67	0.16
N8	(3)	0,45	0,73	1,75	0,17
N8	(4)	2,00	3,32	2,12	0,72
M21		2,90	4,17	3,07	0.41
F11		1,70	2,65	3,00	0,31
T7		2,25	2,75	2,15	0,23
G14		1,55	2,95	3.05	0,45
B17	(1)	1,45	1,55	1,15	0,08
GPG		2,10	2,22	1,92	0,06
SMPM		0,35	0,62	1,62	0,16

Tabela I — Parâmetros estatísticos das amostras estudadas.

Observa-se também, que comparando-se os valôres extremos dos parâmetros estatísticos obtidos dos sedimentos da Lagoa dos Patos (Martins, 1963), exemplo de sedimento bem selecionado; da Bacia de Curitiba (Bigarella e Salamuni, 1962), indicando grande flutuação nas condições de deposição, com os sedimentos da Bacia de Rezende, verificamos que a semelhança é marcante para com os de Curitiba. *

Analisamos também detalhadamente a distribuição granulométrica das amostras retiradas do perfil junto ao cruzamento da Via Dutra com a E.F.C.B. (Fig. 2-A).

Dessa análise notamos que as médias do número das modas da fração arenosa, siltosa e argilosa foram respectivamente 4,7; 1,5 e 0,6 (Fig. 3).

A mesma observação feita em 5 amostras do cristalino decomposto incluindo o talus (Fig. 2-C) deu respectivamente para as frações arenosa, siltosa e argilosa em média, os seguintes resultados 4,0; 0,4 e 0.

Inicialmente deve-se salientar que o aparecimento de quatro modas na fração arenosa média do sedimento, assim como a presença de uma moda na fração média é anomalia pouco comum (Pettijohn, 1949 : 43-44).

Trata-se de mais um indício claro de imaturidade do sedimento bem como de proximidade da fonte, pois a comparação das médias do número de modas da fração arenosa nos dá diferença insignificante ao nível de 0,05%.

Quanto às frações siltosa e argilosa as diferenças são significantes entre o número de modas nas amostras provenientes da região sedimentar e do cristalino. O fato pode ser explicado se tivermos em mente que estas frações constituem o «by pass», isto, é frações fàcilmente remanejadas durante o transporte. É interessante notar, porém, que o número de modas destas duas frações no sedimento é maior que no cristalino, indicando uma seleção negativa.

4.2 — Minerais pesados:

Do estudo dos minerais pesados existentes tanto nos sedimentos como nas alcalinas e gnaisses circunvizinhos informações foram fornecidas quanto a provável fonte de origem do material existente na Bacia de Rezende.

O estudo microscópico de trinta e sete lâminas revelou os seguintes resultados:

a — 3 lâminas de sienito decomposto: elevada porcentagem de biotita de um tipo característico às rochas alcalinas e de hornblenda alcalina, principalmente. Alguns minerais incolores, cujas propriedades óticas não coincidem com nenhum dos minerais pesados normalmente encontrados nas tabelas usuais, não puderam ser determinados. Encontramos ainda grãos esparsos de nefelina, de piroxênio alcalino (aegirina).

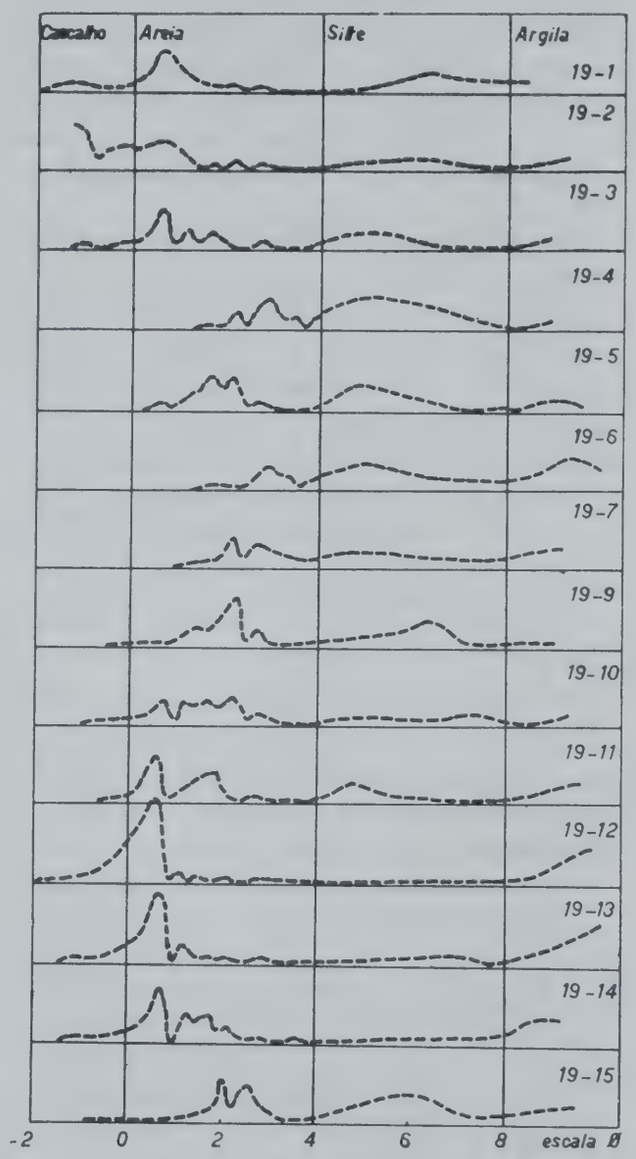


Fig. 3 — Distribuição granulométrica das amostras retiradas do perfil junto ao pontilhão da BR-2 sôbre a E.F.C.B., 3 km após Floriano (0_{19}).

b — 5 lâminas de diferentes gnaisses: quantidade apreciável de turmalina marron, verde e azul em tôdas as amostras.

(*) Tabelas referentes a êstes dados poderão ser fornecidos pelos autores dêste trabalho, por solicitação de interessados.

Biotita, sillimanita, zircão e opacos são também minerais freqüentes nas amostras em geral. Na lâmina referente ao gnaisse granítico de Nhangapi ocorrem grãos de granada entre os pesados. Também epídoto foi constatado em amostras de gnaisses.

c — lâminas do depósito piemôntico proveniente do maciço de Itatiáia: freqüentemente além dos opacos, é o piroxênio alcalino, aegirina. Encontramos também biotita hornblenda, zircão, nefelina e alguns minerais incolores não determinados.

d — 27 lâminas dos sedimentos assim distribuídos: Perfil P_{19} — 14 lâminas — constatamos que as amostras das camadas superiores mostram elevada porcentagem de turmalina, zircão, sillimanita, biotita, mica-verde e opacos. Na lâmina da amostra P_{19} (3) encontramos alguns grãos de cianita (distênio). Entretanto, os sedimentos inferiores não forneceram muitas variações entre os pesados apresentando apenas opacos, biotita e turmalinas.

Perfil N_8 — 4 lâminas — as 3 primeiras amostras (superiores), apresentam-se muito interessantes. Nas lâminas das amostras N_8 (1) e N_8 (2) é comum um mineral de côr rosa intensa, isótropo, de relêvo alto e com fratura conchoidal que concluímos tratar-se de granada, que vem provar que os sedimentos são oriundos dos gnaisses adjacentes. Além dêsses minerais existem biotita, um pouco de mica verde, turmalinas em baixa porcentagem e opacos. Na lâmina N_8 (3), além dos minerais das duas lâminas anteriores, encontramos muitos grãos de distênio que é um típico mineral de rochas metamórficas. A lâmina N_8 (4) corresponde a uma amostra inferior da secção. Não apresentou grande interêsse ao estudo dos pesados pois mostrou sòmente grãos de opacos, biotita e turmalinas.

Perfil L_9 — 4 lâminas — os principais minerais pesados encontrados nas (4) quatro amostras dessa secção foram turmalinas em abundância, sillimanita, zircão, biotita, mica verde e opacos. Nas lâminas L_9 (1) e L_9 (2) verificamos também a presença de grãos de distênio.

Quanto às demais amostras estudadas (B_{17} (1) e (2), M_{21}, F_{11}, C_{18}) num total de 5 lâminas, os pesados não mostraram muita diversificação em relação aos das amostras sedimentológicas anteriores. Interessante é notar que em tôdas essas lâminas de sedimentos os minerais mais freqüentes em tôdas elas são as turmalinas, biotitas e opacos (Tabela II).

Tabela II

Minerais Pesados	*Gnaisse*	*Sienito*	*Talus*	*Sedimento*
Aegirina - Augita		X	X	
Apatita	X	X	X	X
Biotita	X	X	X	X
Diopsidio	X			X
Distênio (Cianita)	X			X
Epidoto	X			
Fluorita		X	X	
Granada	X			X
Hornblenda Alcalina		X	X	
Ilmenita	X			X
Magnetita	X	X	X	X
Monazita	X			X
Sillimanita	X			X
Titanita		X	X	
Turmalina	X			X
Zirconita	X	X	X	X

Tabela II — Distribuição dos minerais pesados encontrados.

Do exposto fica a indicação provável de que, baseando-se nos minerais pesados presentes; a fonte do material situa-se nas rochas cristalinas, não tendo as rochas alcalinas do maciço nenhuma influência nos clásticos da Bacia.

Aliás, à idêntica conclusão chegou Ribeiro Filho (1963) em recente estudo.

Em observações ao sul e ao norte da Bacia de Rezende verificamos os seguintes:

a — O substrato cristalino dos depósitos de Rezende corresponde a uma superfície erosiva, a qual atinge a Serra de Bocaina a SE na cota de 960 m. Em certos pontos esta superfície é capeada por sedimentos imaturos e se apresenta inclinada de cêrca de 1º30' para NE acompanhando obliquamente a drenagem atual do Paraíba.

b — No tôpo da Serra da Bocaina encontram-se sedimentos arcozianos, sem estratificação, ocorrendo aí duas superfícies dispostas em bisel, uma inclinada para SW e outra inclinada para NE. Nestes sedimentos os minerais pesados são idênticos em tipo e proporção aos do gnaisse subjacente.

c — Estudos sôbre a composição dos sedimentos de Rezende, do cristalino e no vale do Paraíba desde Guaratinguetá (SP) até Rezende (RJ) mostram grande semelhança na sua composição. Entretanto uma análise da proporção dos vários minerais pesados das amostras nos oferecem um critério mais acurado para estabelecer a provável origem dos sedimentos.

Como afirmamos há várias superfícies erosivas na Serra da Bocaina dificultando a interpretação da origem dos depósitos.

Procuramos a princípio verificar o grau de arredondamento dos minerais a fim de estabelecermos o grau de transporte e provável origem dos sedimentos. Todavia tendo sido verificado que o zircão dos paragnaisses já se encontrava «in situ» bem arredondado e como nos depósitos, mesmo os mais antigos, aparecem sempre minerais pesados e quartzo bem arredondados misturados aos mal arrendondados, tivemos que apelar para um outro método que nos fornecesse tal informação. Usamos então para determinar a provável origem dos sedimentos, a proporção dos vários minerais pesados encontrados nos sedimentos no cristalino e mesmo nas alcalinas.

Os minerais usados para êsse fim foram: zircão, cianita, turmalina e estaurolita que em conjunto correspondem aos «transparentes» mais comuns.

Foi determinada a proporção dêstes 4 minerais nas amostras de sedimentos e nas amostras provenientes do cristalino e calculada a média para êstes 2 grupos de amostras.

Para verificar se as diferenças entre os 2 grupos eram significativos ou não, comparamos as médias, utilizando-se do teste estatístico não paramétrico denominado «Wald-Wolfowitz». Isso foi feito a fim de tentarmos controlar os resultados, tendo em vista não conhecermos o tipo de distribuições dos dados das várias populações em estudo.

O teste «Wald-Wolwofitz» é um teste de seqüência que aplica-se quando se tem em mente verificar a hipótese nula (Ho) de duas amostras terem sido retiradas de uma mesma população contra a hipótese alternativa (H_1) de que os dois grupos diferem entre si em relação a um parâmetro qualquer; isto é, em amostras relativamente grandes o teste citado pode rejeitar Ho se as duas populações diferem de qualquer maneira: quanto à tendência central, quanto à variabilidade, quanto à assimetria, etc. Portanto pode ser usado para verificar um grande número de hipóteses alternativas. Enquanto outros testes são usados sòmente para diferenças particulares entre dois grupos, êste teste se aplica a qualquer tipo de diferença. Intuitivamente pode-se dizer que o teste «Wald-Wolfowitz» assume que a variável em consideração apresenta uma distribuição que é continua. Requer também a medida da variável esteja pelo menos em uma escala ordinal. Para aplicar o teste, os dados de duas amostras independentes de tamanho n_1 e n_2 são dispostos em escala crescente.

Em seguida determinamos o número de chorrilhos (runs) na série ordenada. Um chorrilho (run) é definido como uma seqüência de dados de um mesmo grupo.

Podemos então imaginar que se as duas amostras são de uma mesma população, isto é, se Ho é verdadeiro, os valôres do grupo n_1 e do grupo n_2 estarão bem «misturados» e portanto o valor de r (run) é grande.

Supondo que as amostras tenham sido retiradas de populações muito diferentes, Ho portanto rejeitado, encontraremos uma grande persistência de valores do grupo n_1 totalmente separados dos valores do grupo n_2, fornecendo um valor pequeno para **r**.

Em vista disso, rejeitamos Ho quando o número de «r» fôr muito baixo e o aceitamos se fôr muito alto.

A distribuição amostral de **r** surge do fato de que quando 2 tipos de objetos, digamos n_1 e n_2 são arranjados linearmente o total número de possibilidades de arranjo é:

$$\begin{bmatrix} n_1 + n_2 \\ n_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} n_1 + n_2 \\ n_2 \end{bmatrix}$$

Baseados nisso Stevens (1939) e Mood (1950 : 392-393) calcularam que a probabilidade de determinar um certo valor de «r» ou valor ainda menor será:

$$p\ (r \leqslant r') = \frac{1}{\dfrac{n_1 + n_2}{n_1}} \sum_{r=2}^{r'} \left[\begin{matrix} N_1 - 1 \\ \dfrac{r}{2} - 1 \end{matrix}\right] \left[\begin{matrix} n_2 - 1 \\ \dfrac{r}{2} - 1 \end{matrix}\right] \quad (2)$$

quando **r** é um número par. Quando **r** é impar a probabilidade é dada por:

$$p\ (r \leqslant r') = \frac{1}{\dfrac{n_1 + n_2}{n_1}} \sum_{r=2}^{r'} \left[\begin{matrix} n_1 - 1 \\ k - 1 \end{matrix}\right]\left[\begin{matrix} n_2 - 1 \\ k - 2 \end{matrix}\right] + \left[\begin{matrix} n_1 - 1 \\ k - 2 \end{matrix}\right]\left[\begin{matrix} n_1 - 1 \\ k - 1 \end{matrix}\right]$$

onde $r = 2k - 1$

Existem tabelas de valores críticos de **r** na literatura estatística baseados nas fórmulas precedentes, e que permitem uma verificação ao nível de 5%.

Êsse método foi então usado, tendo sido comparado a proporção de zircão, cianita, turmalina e estaurolita, encontradas nas rochas do cristalino e nas alcalinas.

Como exemplo citaremos uma situação em que Ho foi aceito, ou seja «r» apresentando um valor grande:

Mineral usado: zircão.

Freqüência em 4 amostras provenientes do cristalino: 27%, 50%, 100%, 100%.

Freqüência em 13 amostras provenientes do sedimento: 29%, 11%, 25%, 86%, 21%, 75%, 31%, 18%, 27%, 0%, 32%, 35%, 43%.

Baseando-se no exposto organizamos a seguinte distribuição das sucessões:

0-11-18-21-25-27	27	29-31-32-35-43
1	2	3

50	75-86	100-100
4	5	6

De acôrdo com a tabela estatística não ocorre diferença significante entre as populações $n_1 = 4$ e $n_2 = 13$, pois para valores 3 a diferença seria significativa ao nível de 5%. Como o número de sucessões foi da ordem de 6, Ho não é rejeitado.

O mesmo processo foi feito para os minerais turmalina, estaurolita e cianita, minerais mais comuns do cristalino tanto das redondezas como de regiões afastadas da Bacia.

Foram rejeitados por diferença significativa: turmalina e estaurolita dos gnaisses de Guaratinguetá.

Quando comparamos os pesados existentes nos sedimentos e no sienito, baseando-se nas freqüências de zircão presentes nas duas populações o resultado foi uma diferença insignificante.

Como resultado do cálculo as diferenças não são significativas entre os sedimentos e rochas vizinhas o que nos indica que tais sedimentos devem ter provindo das redondezas. Considerando a sua imaturidade é bem provável que um clima árido ou semi-árido também tenha o seu papel importante nos processos deposicionais estudados.

5 — ANÁLISE TECTÔNICA

As verificações tectônicas foram lançadas em diagrama de igual área, sendo os planos de falha mais importantes representados por meridianos e as concentrações de estrias e atrito por pequenos círculos. Os diagramas foram desenhados nos locais de investigação e de um modo geral conclui-se dêsses dados que os falhamentos principais são de dois tipos: a) normais e b) transcorrentes.

Como se percebe nos gráficos, existentes na Fig. 4 as direções principais de falhamento são:

N 60 E, na Barragem do Funil;

N 70 E, na Estrada Rezende-Mauá;

N-S e N 70 E, na entrada do Parque de Itatiáia;

N 75 E, em Engenheiro Passos;

N 35 E, nas proximidades de Falcão;

N 75 W e E-W no Lago Azul (Parque de Itatiáia).

Tais resultados concordam plenamente com observações anteriores realizadas no compartimento de Taubaté do Vale do Paraíba. (Bjornberg, Gandolfi e Paraguassu, 1965).

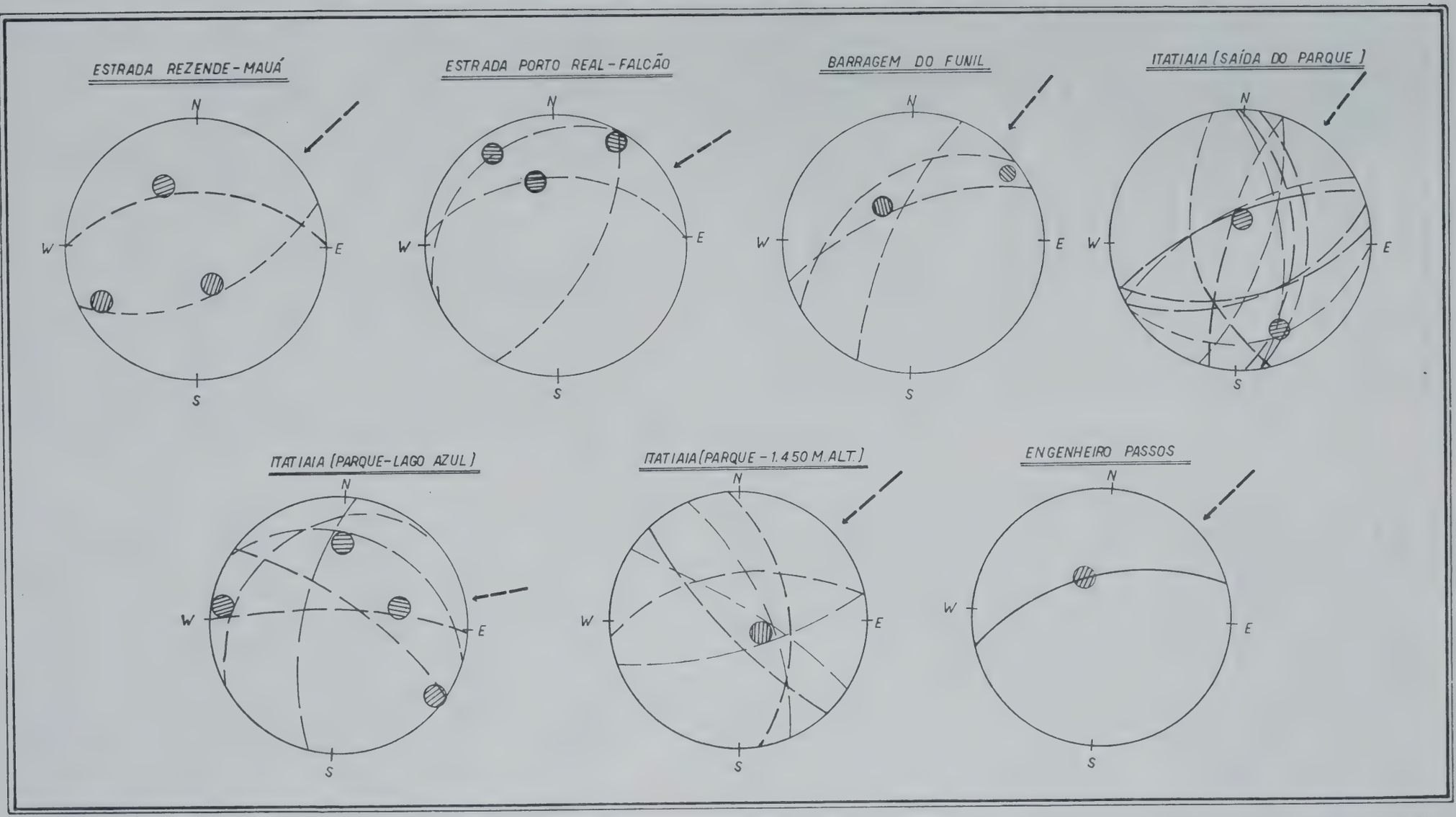


Fig. 4 — Diagramas mostrando as principais direções de falhamento na Bacia de Rezende.

6 — CONCLUSÕES

Tôdas as evidências sedimentológicas indicam para a Bacia de Rezende uma contribuição das rochas cristalinas e, segundo método mais sensíveis, rochas cristalinas circunvizinhas.

Além disso indicações de fenômenos tectônicos acham-se amplamente registrados. Para combinarmos, segundo os fatos observados, êsses dois conjuntos de dados imaginamos a seguinte seqüência de eventos:

a — Inicialmente predominariam falhamentos normais gerando uma bacia de sedimentação, a qual seria abastecida tanto por sedimentos que capeariam então o cristalino como por material proveniente do próprio cristalino. Isso explicaria a presença de grãos de quartzo bem rolados, ao lado de grãos mal arredondados, inclusive de feldspatos, e ainda a distribuição polimodal dos sedimentos. Tal fase poderia ser situada no tempo quando da «mise-en-place» das intrusivas alcalinas.

b — Com o preenchimento da bacia ocorreria um descampamento da cobertura cristalina, colocando à mostra as rochas sieniticas do maciço de Itatiáia. Tal processo seria acompanhado por perturbações tectônicas, agora predominantemente de caráter transcorrente, porém ainda com a presença de falhas normais.

c — Finalmente haveria uma retomada de erosão por parte do atual rio Paraíba, dirigindo-se no sentido NE, o qual retiraria as camadas superiores e médias dos depósitos sedimentares. Esta conclusão advém do fato de existirem evidências geomorfológicas indicando que a bacia sedimentar de Rezende estender-se-ia aproximadamente uns 10 km para o Sul alcançando em certos pontos da Serra da Bocaina altitudes da ordem de 960 m.

Concluimos, pois, que a sedimentação na Bacia de Rezende precedeu a formação da atual escarpa existente na região e os atuais sedimentos lá encontrados representam a parte basal da primitiva bacia. Interessante seria que estudos nesse mesmo sentido fôssem desenvolvidas em áreas de idêntico processo de formação, a fim de que fôssem testadas as conclusões aqui presentes.

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A. N. e BERNARDES, N. (1956) — "Vale do Paraíba, Serra da Mantigueira e arredores de São Paulo": Eng. Min. Mat. XXIV (143): 284-292.

BIGARELLA, J. J. e SALAMUNI, R. (1962) — "Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba": Bol. Inst. Geolog. Univ. Paraná Geol. (7): 164 pp.

BJORNBERG, A. J. S. (1965) — "Sedimentos póscretáceos do Leste do Estado de São Paulo": Tése apresentada ao Concurso de Livre Docência da Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

BJORNBERG, A. J. S.; GANDOLFI, N. e PARAGUASSU, A. B. (1965) — "Novas observações sôbre a tectônica moderna do leste do Estado de São Paulo": Engenharia, Mineração e Metalurgia, vol. XLI, nº 244, 137-140.

FOLK, R. L. e WARD, W. C. (1957) — "Brazos River bar: a Study in the significance of grain size parameters" — Jour Sed. Petrol. 27 : 3-26.

FRANGIPANI, A. e PANNUTI, E. L. (1965) — "Estudos hidrogeológicos na Bacia de Taubaté entre Jacareí e Quiririm": Inst. Geogr. Geol. Bol. (42): 123 pp.

FREITAS, R. O. (1957) — "Tectônica e Geologia do Vale do Paraíba" — Escola de Engenharia de São Carlos (11), Geol. (4): 40 pp.

INMAN, D. L. (1952) — "Measures for describing the size distribution of sediments": Jour. Sed. Petrol. 22: 125-145.

MARTINS, L. R. (1963) — "Contribuição à Sedimentologia da Lagoa dos Patos (R.G.S.): Bol. Esc. Geol. Univ. R. G. do Sul (13): 43 pp.

MOOD, A. M. (1950) — "Introduction to the theory of statistics": New York, MacGraw Hill.

MOODY, J. D. e HILL, M. J. (1956) — "Wrench-fault tectonics": Bull. Geol. Soc. America 67: 1207-1246.

OTTO, G. H. (1939) — "A modified logarithimic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments". Journ, Sed. Petrol. 9: 62-76.

PETTIJOHN, F. J. (1949) — "Sedimentary Rocks": Harper & Brothers, New York.

REGO, L. F. M. (1937) — "A Geologia do Estado de São Paulo" — Boletim do Dep. Est. Rodag.

RIBEIRO FILHO, E. (1963) — "Geologia e Petrologia do Maciço Alcalino de Itatiáia" — Tese

de doutoramento apresentada à Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

RIBEIRO FILHO, R. F. (1948) — "Caracteres físicos e geológicos da Bacia do Paraíba" — D.N.P.M., D.G.M. (127) : 55 pp.

RICH, J. C. (1953) — "Problems in Brazilian Geology and, Geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951" — Bol. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (146), Geologia (9): 80 pp.

STEVENS, W. L. (1939) — "Distribution of groups in a sequence of alternatives": Ann. Eugenics, 9, 10-17.

TRICART, J. e SILVA, T. C. (1958) — "Aspectos gerais da sedimentação da Bacia de Taubaté": Not. Geomorf. (1): 6-13.

WASHBURNE, C. W. (1930) — "Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brazil": Comm. Geogr. Geol. (22): 282 pp.

SÔBRE A APLICAÇÃO DE ELETRO-RESISTIVIDADE NA BAIXADA SANTISTA — (São Paulo)

Por

NELSON ELLERT

ABSTRACT

The Baixada Santista is a flat region along the coast of S. Paulo State, situated between Santos and Mongaguá. The electroresistivity method (electrical sounding) was employed to obtain elements about the basement surface, covered by pleistocene sediments.

The penetration of sea salt water was also detected, at least south of Mongaguá where the resistivity of the last layer (lowermost) changes with the tide.

The basement surface is situated between the depths of —40 and —120 m. Over this surface there is a layer supposed to be argillaceous due to its very low resistivity. This layer is followed above by a sequence of sandy sediments, satured with fresh water, presenting resistivity values of hundreds of Ohm.m.

Fresh water occours along the beach (Praia Grande) floating on salt water.

RESUMO

A Baixada Litorânea Santista, na faixa compreendida entre S. Vicente e Mongaguá, foi objeto de estudo geofísico visando verificar o relêvo da superfície do embasamento cristalino coberto por sedimentos pleistocênicos. Teve-se também como objetivo estudar o lençol freático e a penetração da água salgada do mar.

Verificou-se que a superfície do embasamento cristalino apresenta cotas que variam de —40 a —120 m. Sôbre êste deve existir uma camada de argila, comum a tôda a faixa. A sul de Mongaguá a camada basal parece ser formada por material mais grosseiro, pois, neste local, verifica-se uma grande variação nos valores de resistividade em medidas executadas com a maré alta e com a maré baixa. Lentes de água doce existem flutuando sôbre a água salgada próximo e mesmo ao longo da praia.

INTRODUÇAO

O presente trabalho teve por fim estudar uma parte do litoral do Estado de São Paulo. Foi para tanto escolhida a região compreendida entre São Vicente e Mongaguá a sul de Santos, ao longo da Praia Grande.

Êste trabalho, realizado graças auxílio concedido pela FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO, é uma complementação do trabalho do A. intitulado «Aplicação de eletro-resistividade em sedimentos paleozóicos e mesozóicos do Estado de São Paulo».

O método da eletro-resistividade, na forma de sondagem elétrica, segundo o esquema Schlumberger, foi aplicado visando a obter dados referentes às resistividades das camadas sedimentares que compõem a planície da Praia Grande. Procurou-se executar as sondagens elétricas aumentando o espaçamento entre os eletrodos de corrente (AB) até que a curva formasse em sua parte final uma reta fazendo um ângulo de 45° com o eixo das abcissas, correspondente a influência do embasamento cristalino sôbre a distribuição das linhas de corrente elétrica.

Como qualquer região litorânea, existe aqui também o fenômeno da penetração de água do mar em sedimentos, como comprovado pelo poço profundo perfurado na região da Cidade Ocian. Procurou-se assim observar o comportamento do contato entre a água doce e a água salobra ou salgada.

As curvas de sondagem elétrica estão agrupadas de modo que a sua interpretação possa fornecer dados que permitam a construção de uma secção vertical.

Fig. 1 — Localização da área de estudo.

SECÇÃO VERTICAL I

Esta secção vertical, obtida a partir da interpretação das curvas ER-30, ER-31, ER-32, ER-33, apresenta camadas cujas resistividades variam de 1,6 a 600 Ohm.m. Os valores baixos de resistividade encontram-se próximos da praia e devem-se à penetração da água do mar. A presença de uma camada basal de baixa resistividade, situada imediatamente acima do embasamento, é comum a tôda a área. Como primeira hipótese poderia ser interpretada como sendo de material argiloso contendo água salgada.

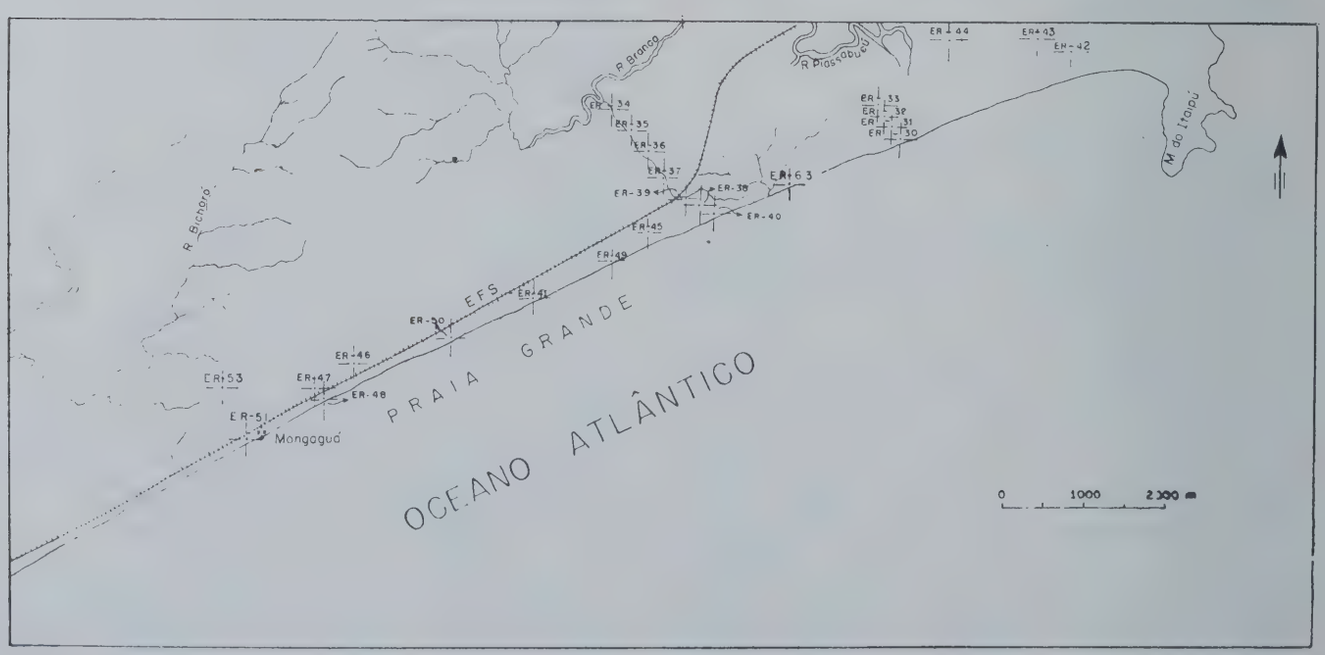


Fig. 2 — Localização das sondagens elétricas.

SECÇÃO VERTICAL II

A interpretação das curvas ER-42, ER-43 e ER-44 nos fornece dados para a construção desta secção vertical. A camada basal de boa condutividade, já mencionada, está também presente neste perfil. Verifica-se, porém, que o valor da resistividade desta camada diminue ao aproximar-se do rio Piassabuçú. O lençol d'água doce da área compreendida entre o mar e o rio está penetrado por água salgada, tanto do lado do mar como do lado do rio, no qual a água do mar penetra vários quilômetros. Como a sondagem elétrica ER-44 está mais próximo do rio, a penetração de água salobra é maior, diminuindo a resistividade. Na área pesquisada, a maior profundidade encontrada para o embasamento cristalino foi de cêrca de 120 m, localizado onde foi executada a sondagem ER-43.

SECÇÃO VERTICAL III

As sondagens elétricas ER-47 e ER-48 foram executadas na área N de Mongaguá, para estudar-se o comportamento elétrico dos sedimentos numa faixa onde a Serra do Mar se aproxima da praia.

Nesta secção vertical observa-se que apesar de ER-47 estar situada a cêrca de 200 m das primeiras elevações da Serra, o embasamento cristalino encontra-se numa profundidade superior a 60 m. Observa-se que a camada imediatamente acima do embasamento apresenta nesta região uma resistividade de 10 Ohm.m, enquanto que no ponto de ER-48, o seu valor é de 1,6 Ohm.m, produto talvez da penetração da água do mar.

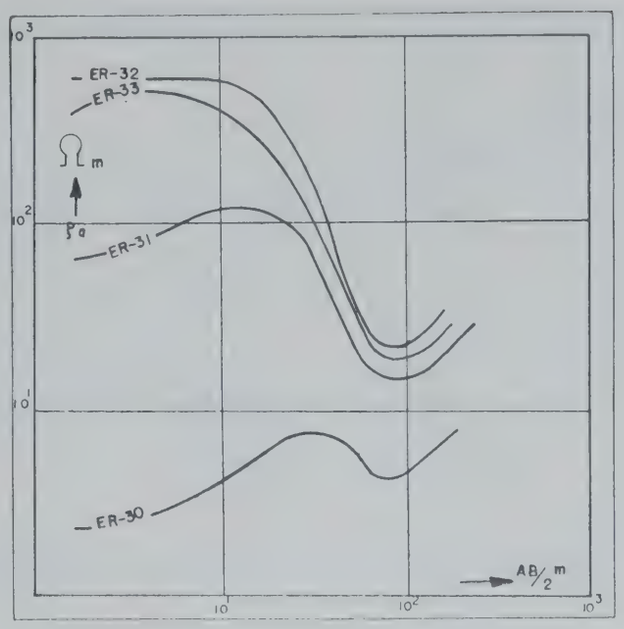


Fig. 3 — Curvas de sondagem elétrica.

SECÇÃO VERTICAL IV

Esta secção vertical obtida a partir da interpretação das curvas ER-37, ER-45 e ER-49 mostra que a superfície do embasamento mergulha suavemente em direção ao mar.

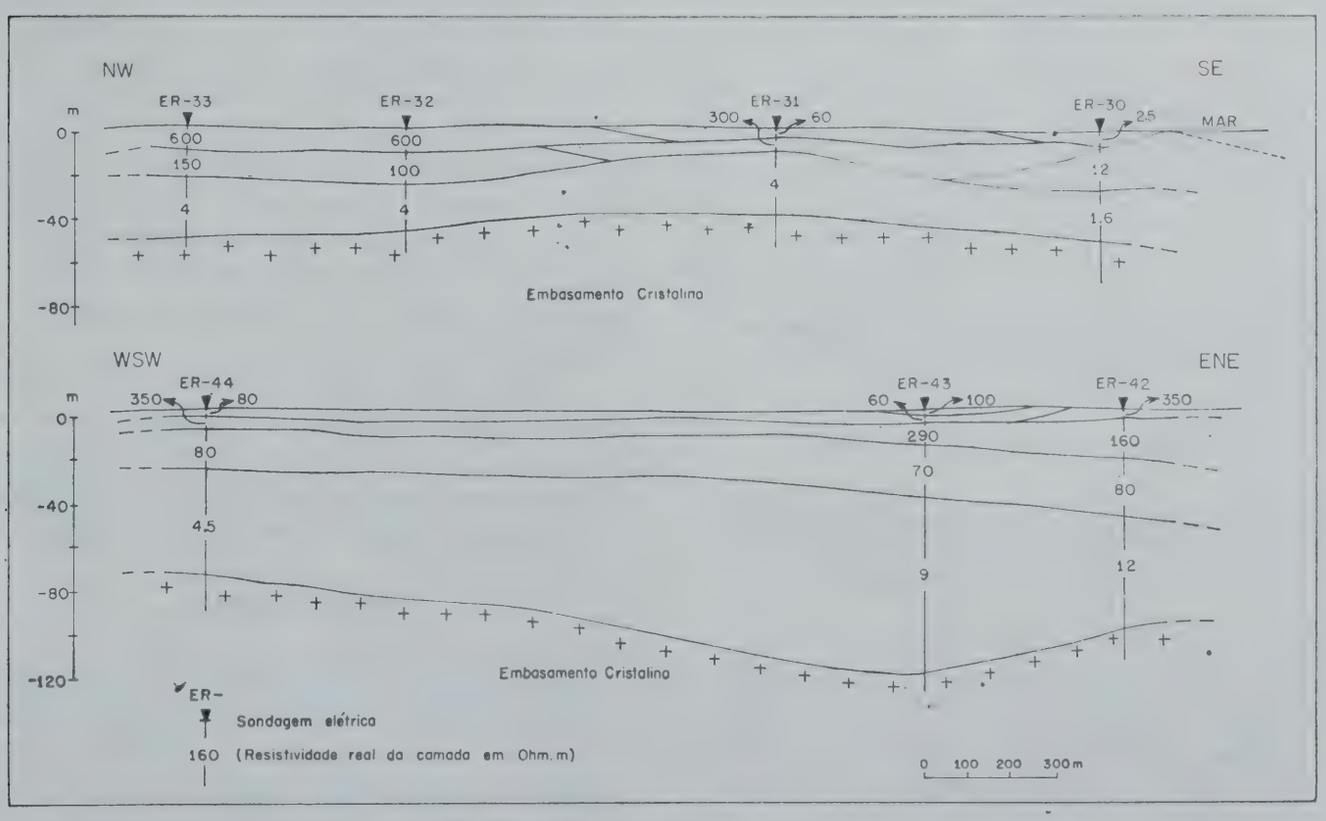


Fig. 4 — Secções verticais I e II

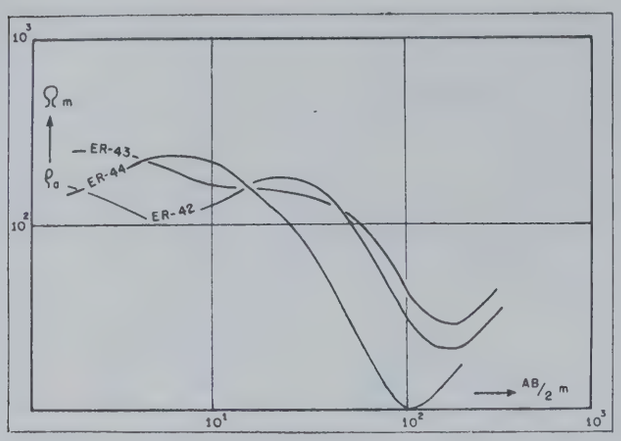


Fig. 5 — Curvas de sondagem elétrica.

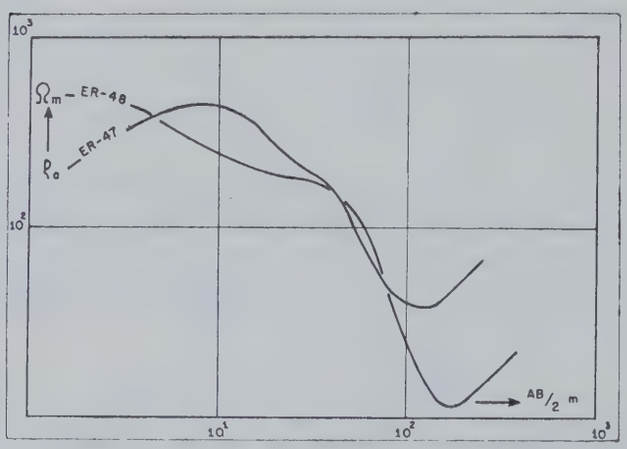


Fig. 6 — Curvas de sondagem elétrica

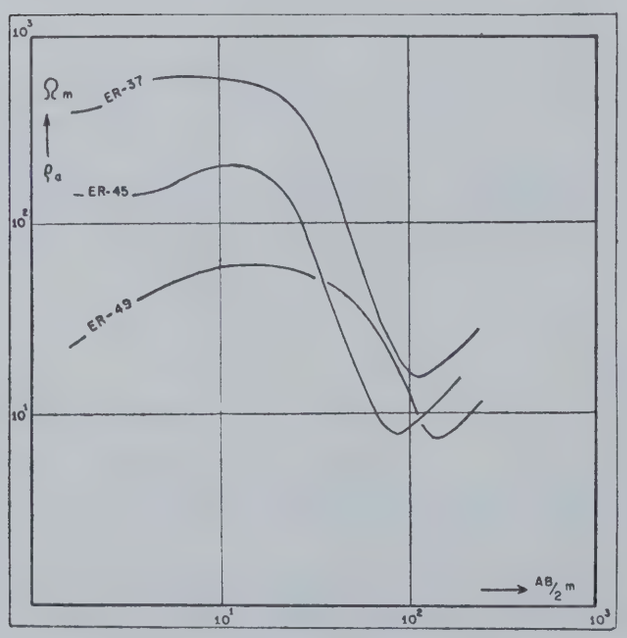


Fig. 7 — Curvas de sondagem elétrica

Acima da camada basal existem duas, provàvelmente de areias, cujas resistividades aumentam em direção à Serra do Mar, devido, talvez, ao empobrecimento em sais dissolvidos.

SECÇÃO VERTICAL V

Com os dados da interpretação das curvas ER-34, ER-35, ER-36, ER-37, ER-38, ER-39 e ER-40, constróe-se esta secção vertical. Nesta secção, o pacote sedimentar, constituido de argilas, areias e cascalho (?), não ultrapassa 60 m. A superfície do embasamento apresenta pequenas ondulações onde a diferença de nível é inferior a 15 m. A camada basal de baixa resistividade prolonga-se desde a praia até, pelo menos, o Rio Branco. Sobrejacente à camada basal existe uma de resistividade relativamente alta, com espessura da ordem de 20 m que se prolonga desde a praia até ER-34 e poderia ser interpretada como sendo formada por areias contendo o lençol de água doce.

SECÇÃO VERTICAL VI

Ao longo da praia, na direção NE-SW, foram realizadas 7 sondagens elétricas para determinar a topografia do embasamento e também detectar a presença ou ausência de lentes de água doce mesmo em pontos próximos ao mar. A superfície do embasamento apresenta elevações que alcançam diferenças de nível de até 40 m. A camada basal de baixa resistividade é presente em tôda a extensão da praia e é em geral bem desenvolvida. As variações na espessura desta camada nos pontos pesquisados podem estar relacionadas com o fenômeno de transgressão da cunha de água salgada em função da maré cheia como observado a sul de Mongaguá. Acima da camada basal aparece uma de resistividade da ordem de 20-30 Ohm.m. É provável que esta camada seja a mesma que nos outros pontos pesquisados apresenta uma resistividade de cêrca de 200-100 Ohm m, sendo aqui a camada de transição, ou seja de água salobra.

Acima desta nos pontos ER-48 até ER-40 aparece uma camada com resistividade entre 70 e 220 Ohm.m, devendo ser o lençol d'água doce flutuando sôbre a água salgada. A espessura desta camada pode atingir até 30 m.

MONGAGUÁ

Na parte sul da cidade de Mongaguá foram executadas sondagens elétricas a fim de verificar o comportamento geo-elétrico das camadas sedimentares quando a maré está cheia e quando está baixa.

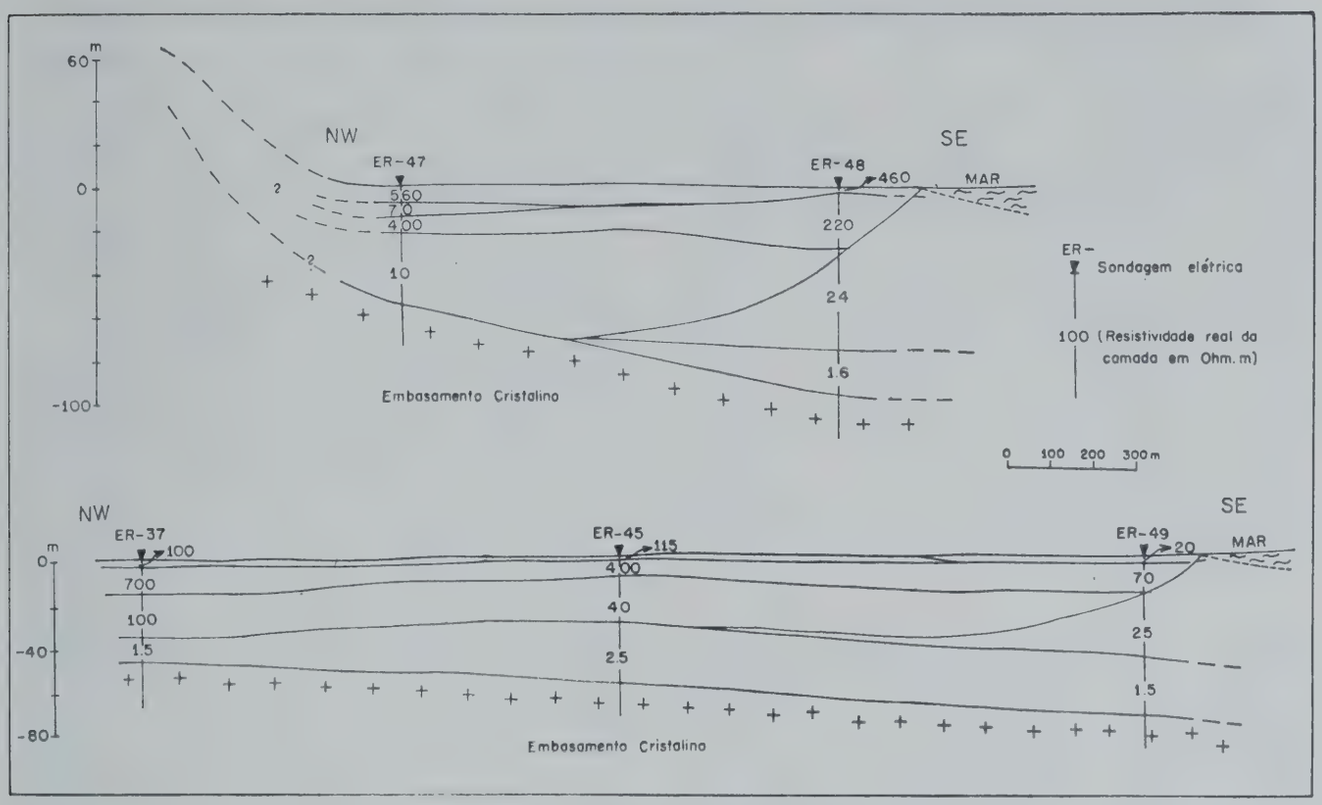


Fig. 8 — Secções verticais III e IV

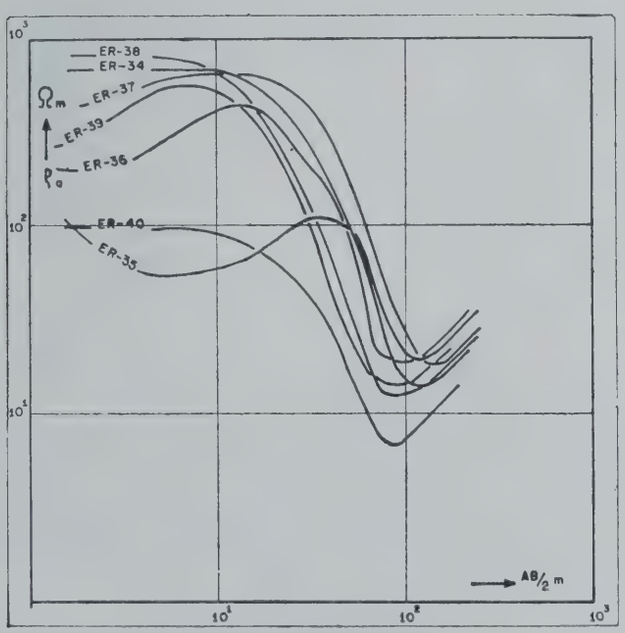


Fig. 9 — Curvas de sondagem elétrica

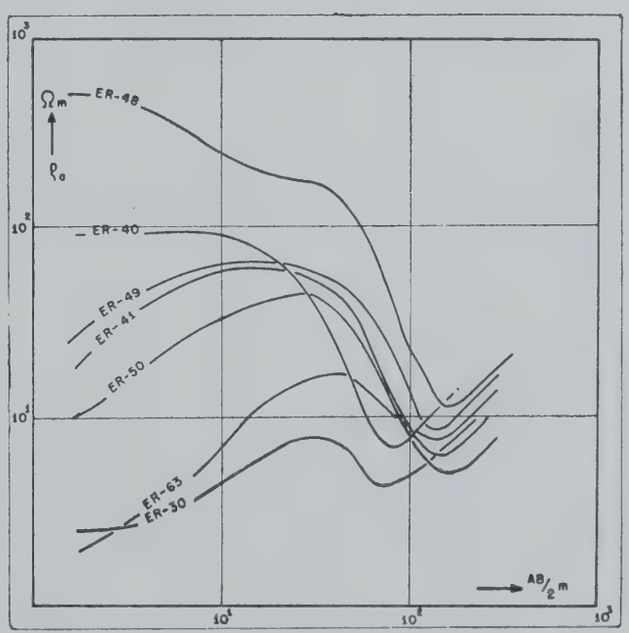


Fig. 10 — Curvas de sondagem elétrica

As sondagens elétricas ER-51 e ER-52 foram executadas no mesmo local, sendo que ER-51 com a maré cheia e ER-52 com a maré baixa. Verifica-se que a parte inicial das curvas, até AB/2 = 70 m, os valores de resistividade aparente obtidos são os mesmos a partir do qual aparece uma diferenciação nestes valôres. Isto deve-se a presença de sedimentos grosseiros penetrados por água salgada do mar.

A interpretação das curvas de sondagem elétrica é a seguinte:

ER-51		ER-52	
espessura	resistividade	espessura	resistividade
m	Ohm.m	m	Ohm.m
5,0	700	5,0	700
25,0	600	25,0	600
40,0	70	40,0	18
	∞		∞

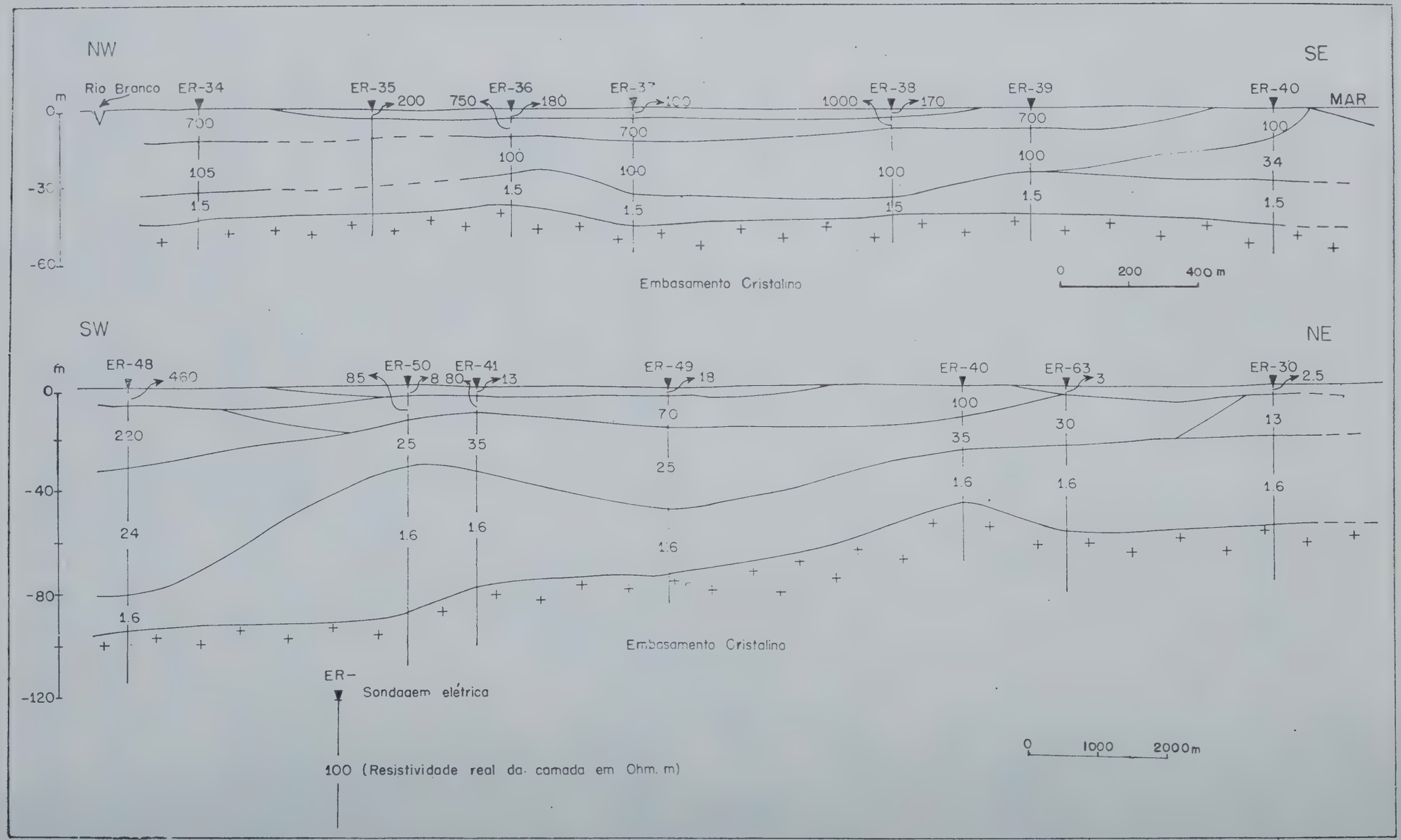


Fig. 11 — Secções verticais V e VI

Nota-se que até a profundidade de 30 m os sedimentos não sofrem qualquer alteração em seu valor de resistividade. A partir desta profundidade a camada basal apresenta-se muito mais condutora durante a maré cheia devido aos sais presentes na água que satura os sedimentos.

As sondagens elétricas ER-53 e ER-54 foram realizadas mais afastadas da praia. Estas sondagens, como as anteriores, foram executadas em diferentes condições de maré. Verifica-se, entretanto, que as curvas não apresentam qualquer diferença no tocante a resistividade medida no campo. Por outro lado os valores obtidos no campo, quanto à resistividade aparente, são menores que os de ER-51. Isto deve-se talvez a uma maior concentração de material argiloso. Sendo um material argiloso, como a variação da maré é uma questão de horas, não há tempo suficiente para se efetuar a penetração de água do mar quando da maré cheia, determinando assim uma constância no caráter geo-elétrico desta camada mesmo em diferentes condições de maré.

A interpretação destas curvas é a seguinte:

resistividade Ohm.m	espessura m
700	5,0
550	30,0
10	70,0
∞	

A inflexão da curva na altura de $AB/2 = 50$ m é mais acentuada do que a inflexão das outras curvas em $AB/2 = 20$ m, demonstrando que a camada basal é de resistividade bem menor do que ER-51.

CONCLUSÕES

Os trabalhos de campo executados na área da Praia Grande permitiram verificar a presença de uma série de camadas sedimentares cobrindo o embasamento cristalino. Estas camadas podem ser diferenciadas em face de seu caráter elétrico. Se por um lado estas camadas podem ser litològicamente semelhantes, por outro, são distintas elètricamente em função da resistividade da água (água do mar, água da interface, água doce) que a satura. Os valores de resistividade das diferentes camadas variam entre 1,5 e 1.000 Ohm.m.

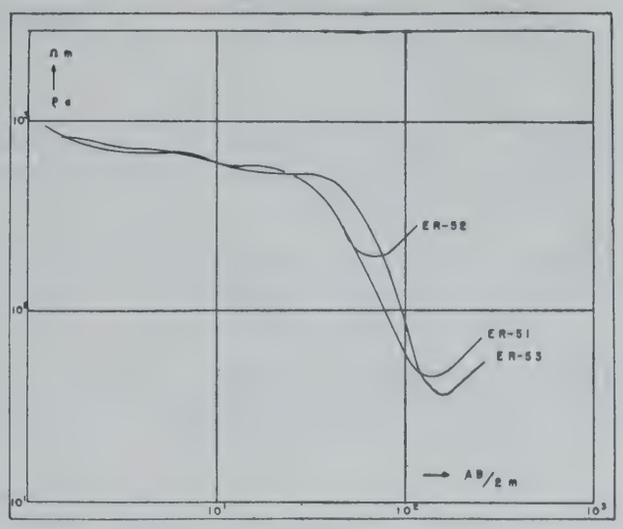


Fig. 12 — Curvas de sondagem elétrica

As secções verticais mostram que pràticamente em qualquer lugar da região da Praia Grande, a camada situada imediatamente acima do embasamento é a camada que apresenta o menor valor de resistividade de todo o pacote sedimentar sobrejacente.

Em trabalhos executados por Kollert (relatório ao Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo — I.G.G.S.P.) em Iguape em 1963, foi possível verificar a presença desta camada de baixa resistividade. Uma sondagem executada na área pelo I.G.G.S.P. em 1964, permitiu constatar que esta camada basal corresponde a um material argiloso. Um perfil de poço dessa sondagem revelou que a resistividade desta camada é da ordem de 1,5 Ohm.m. Por outro lado, na área de Guarujá (S.P.), na praia de Pernambuco, foi executado um poço profundo que produz água subterrânea contendo cêrca de 1.700 mg/l de NaCl, ou seja, água altamente salobra. Assim sendo, esta camada, seja ela argilosa ou saturada de água salobra, é desinteressante como aquífera.

As secções verticais mostram também a presença de camadas mais superficiais com alto valor de resistividade mesmo próximo e ao longo da praia. Estas camadas correspondem àquelas saturadas com água de baixo conteúdo em sais, ou seja, o lençol aquífero doce.

A superfície do embasamento cristalino é ondulada, com cotas variando entre —40 e —120 m. Sua origem poderia estar ligada a um dos períodos de isostasia.

Nota-se sempre no ponto mais próximo da praia a presença da cunha de água salgada que penetra rumo ao interior.

BIBLIOGRAFIA

BENTZ, A. — 1961 — *Lenrbuch der angewandten Geologie*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1.067 pp.

ELLERT, N. — 1967 — *Aplicação de eletro-resistividade em sedimentos paleozóicos e mesozóicos do Estado de São Paulo*. No prelo.

FLATHE, H. — 1955 — *Possibilities and limitations in applying geoelectrical methods to hydrogeological problems in the coastal areas of the North West Germany*. Geoph. Prospec., vol. III, nº 2, pp. 95-110.

KOLLERT, R. — 1963 — *Relatório ao Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo*. Inédito.

ZEUNER, F. E. — 1945 — *The pleistocene period its climat echronology and faunal successions*. The Ray Society, vol. 130, Adlard & Son, Ltd. Londres, 322 pp.

NOTAS

A POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIACHUELO — (Cretáceo, Sergipe)

Por

KARL BEURLEN (1)

Em trabalhos anteriores (Beurlen em 1961 e 1963) verificamos:

1) A associação de amonóides na Formação Riachuelo — Cretáceo, Sergipe — é bem maior e mais variada do que aparece na monografia de Maury (1936).

2) Não se trata de uma única associação, abrangendo todos os diversos tipos, mas de diversas associações, bem típicas, cada uma restrita a um horizonte estratigráfico dentro da Formação Riachuelo, de modo que foi possível uma subdivisão desta unidade. A Formação Maruim revelou-se como uma variação faciológica dos horizontes da Formação Riachuelo.

Distinguimos:

a) uma associação caracterizada pela predominância de **Douvilleiceras**, dentro da qual nunca encontramos um representante de **Oxytropidoceras**;

b) uma associação de **Oxytropidoceras**, na qual nunca aparecem representantes dos Douvilleiceratidae;

c) uma associação de **Mortoniceras**, dentro da qual os **Oxytropidoceras** faltam completamente.

A associação de **Douvilleiceras** encontra-se exclusivamente nas camadas da parte inferior da Formação Riachuelo; a de **Oxytropidoceras** restringe-se a um horizonte de calcário margoso, litològicamente bem homogêneo, que caracteriza sempre a parte média da Formação Riachuelo; a de **Mortoniceras** é muito característica para as camadas do tôpo da Formação Riachuelo. Com certa reserva destacamos mais uma associação de **Cheloniceras** que aparece nas camadas mais inferiores, na lapa das camadas com a associação de **Douvilleiceras.**

Esta distribuição das associações dos amonóides dentro da formação foi confirmada

(1) Escola de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

em diversas excursões pela coleta de numerosos amonóides, bem localizados no perfil da Formação Riachuelo, e pelo mapeamento de algumas áreas restritas na região das cidades de Riachuelo, Laranjeiras, Maruim e Divina Pastora. Baseando-nos nestas observações e coleções, estabelecemos uma subdivisão da Formação Riachuelo-Maruim em três zonas bio-estratigráficas. Os resultados foram recentemente confirmadas por um mapeamento mais especializado e mais extenso por tôda a área, executado por Gerhard Beurlen (Petrobrás) que verificou que aparentemente o horizonte superior de **Mortoniceras** pode ser subdividido em duas zonas, uma de **Mortoniceras** e uma de **Elobiceras.**

É essa a estratigrafia local de complexo Riachuelo-Maruim da seqüência cretácica de Sergipe. É uma subdivisão estratigráfica que pode ser considerada como definitivamente confirmada por um mapeamento especial, no qual foram localizadas numerosas ocorrências fossilíferas, sempre com as mesmas associações de amonóides, bem destacadas uma da outra e nunca confundidas ou misturadas. Tôdas as numerosas localidades fossilíferas enquadram-se claramente na seqüência estratigráfica do perfil.

Há também o problema do enquadramento dessas zonas bio-estratigráficas na coluna crono-estratigráfica do Albiano. Anteriormente, Maury, baseando-se principalmente na ocorrência muito comum de **Oxytropidoceras**, sem conhecer as ocorrências, os perfis e a distribuição dos amonóides nos perfís, determinou todo o complexo como Albiano Médio. Bender (1959), que destacou as formações Riachuelo e Maruim, como unidades litológicas, não discutiu os problemas bio-estratigráficos e adotou, provisòriamente, a determinação estratigráfica de Maury, como Albiano Médio, mas indicou a probabilidade que fôssem representadas dentro do complexo Riachuelo-Maruim mais unidades crono-estratigráficas fora do Albiano Médio.

As nossas observações confirmaram esta idéia. Quanto às associações superiores de **Mortoniceras** e **Elobiceras**, aos quais se associam **Neokentroceras** e outros tipos, não pode haver qualquer dúvida de que se trata do Albiano Superior. Todos os representantes desta associação superior são absolutamente típicos quanto à distribuição estratigráfica.

O horizonte médio caracteriza-se principalmente pelo gênero **Oxytropidoceras,** que em tôdas as localidades do horizonte é muito comum. Êste gênero aparece raramente no Albiano Inferior, e culmina, em todo o Mundo, no Albiano Médio, mas não continua no Albiano Superior. Esta ocorrência de **Oxytropidoceras** no horizonte médio, de um lado, e a falta absoluta de representantes do horizonte superior, isto é, de amonóides típicos do Albiano Superior, por outro lado, confirmam a determinação original de Maury, como Albiano Médio, para êste horizonte médio da formação Riachuelo.

O horizonte inferior com a associação de **Douvilleiceras** foi considerado por nós como Albiano Inferior. O gênero **Douvilleiceras** ocorre no Albiano Inferior e Médio. Teòricamente, portanto, o horizonte poderia ser enquadrado no Albiano Médio. Preferimos atribuí-lo ao Albiano Inferior, porque o gênero **Douvilleiceras** culminou já no Albiano Inferior, no qual é sempre muito comum e característico, mas diminuiu ràpidamente no Albiano Médio; além disso, **Oxytropidoceras**, característico principalmente do Albiano Médio, falta ainda completamente na associação de **Douvilleiceras**. Assim, a determinação como Albiano Inferior é a mais plausível.

Achamos que esta determinação se confirma pela ocorrência de alguns raros representantes de **Chaloniceras** e **Diadochoceras** nas camadas mais inferiores da Formação Riachuelo. Pois êstes dois gêneros são típicos do Aptiano Superior. Além disso, coletamos nas mesmas camadas inferiores dois fragmentos, mal conservados e não seguramente determináveis, de um amonóide, que aparentemente pertence ao gênero **Deshayesites,** mais um gênero típico do Aptiano Superior.

Estas raras ocorrências de amonóides aptianos indicam que a transgressão marinha, documentada na Formação Riachuelo, iniciou-se já no Aptiano Superior. Assim, a determinação crono-estratigráfica do horizonte de **Douvilleiceras** como Albiano Inferior deve ser considerada como definitivamente confirmada.

Em trabalho recente, Brito e Rodrigues (1967) acham que estas determinações crono-estratigráficas não se acham bem fundamentadas; acreditam que sòmente a representação do Albiano Superior seja bem documentada e confirmada, de modo que a Formação Riachuelo corresponderia por inteiro às camadas de Algodões com **Elobiceras**.

Para motivar esta redeterminação crono-estratigráfica, não apresentam qualquer nova observação sôbre os perfis da Formação Riachuelo, nem sôbre a distribuição dos amonóides. Baseiam-se exclusivamente na determinação de alguns poucos amonóides da antiga coleção de Bender, de acôrdo com o que representantes de **Puzosia** se encontrariam associados a **Oxytropidoceras** e **Douvilleiceras.** Na opinião de Brito e Rodrigues, o gênero **Puzosia** apareceria só a partir do Albiano Superior. Os citados autores acham mais provável a ampliação da distribuição estratigráfica de **Douvilleiceras** e de **Oxytropidoceras** até o Albiano Superior, do que uma extensão de **Puzosia** para o Albiano Inferior, e que isso seja confirmado pela ocorrência de um fragmento de **Anisoceras** nas camadas de **Oxytropidoceras**; pois também **Anisoceras** aparece só a partir do Albiano Superior.

Quanto à distribuição estratigráfica de **Douvilleiceras** e de **Oxytropidoceras**, constatamos que, no conceito geral, inclusive no Treatise on Invertebrate Paleontology (1957), **Douvilleiceras** é muito comum e bem característico no Albiano Inferior e desaparece definitivamente no Albiano Médio, e **Oxytropidoceras** aparece no fim do Albiano Inferior, é muito comum no Albiano Médio e desaparece no fim do Albiano Médio. Nunca foram encontrados representantes dos dois gêneros em associações típicas do Albiano Superior. Os dois gêneros são muito típicos devido a uma ornamentação muito pronunciada, de modo que mesmo fragmentos mal conservados e incompletos permitem uma determinação certa. A longevidade dos dois gêneros é pequena, o que bem corresponde ao caráter geral da ornamentação que indica uma especialização avançada; pois conforme tôdas as experiências, os tipos mais especializados caracterizam-se, geralmente, pela pequena longevidade. Tudo isso documenta que os dois gêneros são fósseis-guia quase ideais. Qualquer ampliação da distribuição estratigráfica deve baseiar-se em motivos fortes e bem fundamentados.

O motivo principal alegado por Brito e Rodrigues para a ampliação da distribuição estratigráfica de **Douvilleiceras** e **Oxytropidoceras** é a presença de **Puzosia** em tôdas as associações de amonóides da Formação Riachuelo e que, conforme os citados autores, aparece só a partir do Albiano Superior. Mas no conceito geral, como consta também no Treatise on Invertebrate Paleontology, o gênero **Puzosia** apresenta uma grande longevidade a partir do Albiano Inferior até o Turoniano. Isso concorda com o caráter geral de **Puzosia**, com uma ornamentação muito simples e pouco pronunciada, sem indícios de especialização avançada. Devido a essa longevidade e aos caracteres pouco pronunciados, o valor dos representantes de **Puzosia** como fósseis-guia é pequeno, principalmente porque a falta de caracteres pronunciados torna muito difícil a determinação específica, que com restos mal conservados pode ser mesmo impossível. Por causa disso, o gênero **Puzosia** não é geralmente aproveitado para determinações crono-estratigráficas, principalmente quando ocorrem outros gêneros mais típicos. O gênero **Puzosia** representa, pois, um argumento fraquíssimo para motivar uma ampliação da distribuição estratigráfica de gêneros tão típicos como **Douvilleiceras** e **Oxytropidoceras**.

Ainda que se aceite o valor estratigráfico de **Puzosia**, as ocorrências na Formação Riachuelo não contradizem as nossas determinações crono-estratigráficos. Dentro do gênero **Puzosia** distinguem-se os dois subgêneros **Anapuzosia**, que já aparece no Albiano Inferior e vai até o Cenomaniano, e **Puzosia** s. str., que vai do Albiano Superior até o Turoniano. A espécie de **Puzosia** que ocorre no horizonte de **Douvilleiceras** (Albiano Inferior) é **Puzosia brasiliana** Maury, como verificamos em numerosos exemplares, por nós coletados. E esta espécie é um representante muito típico do subgênero **Anapuzosia.**

Puzosia garajauana Maury, característica do horizonte de **Oxytropidoceras**, parece ser um representante de **Puzosia** s. str. Mas como **Puzosia** (**Anapuzosia**) já aparece a partir do Albiano Inferior e entre os dois subgêneros há uma transição gradativa, a ocorrência de um representante de **Puzosia** s. str. no Albiano Médio é bem possível e plausível.

Êstes dados mostram que as diversas ocorrências de **Puzosia** na Formação Riachuelo se enquadram nas nossas determinações crono-estratigráficas sem qualquer necessidade de modificar a distribuição estratigráfica dos diversos gêneros.

Além de **Puzosia**, Brito e Rodrigues referem-se à ocorrência de **Anisoceras** nas camadas de **Oxytropidoceras.** A ocorrência é documentada por um fragmento descrito pelos citados autores. A localização é baseada

na etiqueta de Bender. Coletamos um fragmento do gênero nas camadas de **Mortoniceras**, mas não encontramos o gênero no horizonte de **Oxytropidoceras.** Mas reconhecida a procedência, indicada na etiqueta de Bender, o problema é o mesmo do gênero **Puzosia. Anisoceras** aparece, conforme o Treatise, a partir do Albiano Superior, mas a partir do Albiano Inferior ocorre o gênero **Protanisoceras**, que é muito semelhante a **Anisoceras,** de modo que com restos não muito bem conservados, é pràticamente impossível separar com certeza os dois gêneros. Assim, êste único fragmento não pode servir como fundamento para desvalorizar as determinações baseadas em numerosos tipos bem característicos.

Finalmente podemos acrescentar o seguinte: nas bacias costeiras cretácicas de Angola e do Gabão, os perfís são completamente iguais ao perfil da Formação Riachuelo.

Na bacia do Gabão aparece na base da seqüência marinha a marga de Awagha com **Deshayesites**, que devido à ocorrência dêste gênero foi datada como Aptiano Superior. Já neste horizonte ocorrem os primeiros representantes de **Puzosia.** Segue-se a Formação Madiela, cuja parte inferior com **Douvilleiceras** foi determinada como Albiano Inferior, e cuja parte superior com **Oxytropidoceras** como Albiano Médio. A seqüência é encerrada pelas margas com **Elobiceras** que representam o Albiano Superior.

Na bacia de Angola, a seqüência inicia-se por margas com **Pleuromya**, nas quais aparecem raramente representantes de **Puzosia** e que, conforme os geólogos de Angola, representam o Aptiano Superior. Seguem-se calcários com **Douvilleiceras**, determinados como Albiano Inferior. Ainda recentemente esta determinação crono-estratigráfica foi confirmada por Howarth (1965). Ocorrem as mesmas espécies de **Douvilleiceras** que em Sergipe. Na capa repousam calcários com **Oxytropidoceras** que foram determinados como Albiano Médio. Finalmente esta seqüência é encerrada por margas, calcários e argilas, que contêm a rica fauna de **Mortoniceras, Elobiceras, Neokentroceras** etc., descrita por Haas (1942) e determinada como Albiano Superior.

É a mesma seqüência de associações de amonóides, cada uma bem destacada da outra, sem qualquer confusão dos tipos, como na Formação Riachuelo. Os geólogos do Gabão e de Angola chegaram às mesmas conclusões crono-estratigráficas por nós atingidas em trabalhos anteriores.

BIBLIOGRAFIA

ARKELL, W. J.; KUMMEL, B. e WRIGHT, C. W. (1957) — Mesozoic Ammonoidea. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, pág. L 80 - L 490.

BENDER, F. (1959) — Zur Geologie des Kuesten--Beckens von Sergipe (Brasilien) Geol. Jahrb. Hannover, vol. 77, págs. 1-34.

BEURLEN, K. (1961) — Die Kreide im Kuestenbereich von Sergipe bis Paraíba do Norte (Brasilien). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. vol. 112, págs. 378-384.

BEURLEN, K. (1963) — O têrmo formação na terminologia estratigráfica, ilustrado pelas formações Maruim e Gramame (Cretáceo do Nordeste do Brasil). An. Acad. Brasil. Ciênc. vol. 35, págs. 328-338.

BRITO, I. M. e RODRIGUES, M. A. (1967) — Contribuição ao conhecimento dos Amonitas albianos (Cretáceo) de Sergipe. — Bol. Geologia nº 1, Inst. Geociências Univ. Fed. Rio de Janeiro, págs. 53-69.

FURON, R. (1966) — Introduction à la Stratigraphie générale de l'Afrique. Lexique stratigraphique Internat. vol. 4, Afrique, Fasc. 12, pág. 1 - 109.

HAAS, O. (1942) — The Vernay collection of Cretaceous (Albian) Ammonites from Angola. Bull. Americ. Mus. Natur. Hist. vol. 81, págs. 1-224.

HOWARTH, M. K. (1965) — Cretaceous Ammonites and Nautiloids from Angola. Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.), Geology, vol. 10, nº 10, págs. 337-412.

MAURY, C. J. (1936) — O Cretáceo de Sergipe. Serv. geol. mineral. Brasil Monografia nº 11, pág. 1-283.

REYRE, D. et al. (1966) — Bassins sédimentaires du Littoral Africain. 1. partie: Littoral Atlantique. Symposium. Association Serv. géol. Africains. Paris, pág. 1 - 304.

NOTA PRELIMINAR SÔBRE IDADES RADIOMÉTRICAS EM ROCHAS DA REGIÃO DA SERRA DOS ÓRGÃOS E VIZINHANÇAS (LESTE DE MINAS GERAIS E ESTADO DO RIO DE JANEIRO)

Por

U. G. CORDANI (1), J. DELHAL (2), C. B. GOMES (1) e D. LEDENT (3)

INTRODUÇÃO

Com o intúito de estudar alguns aspectos petrológicos, geocronológicos e estruturais da região da Serra do Mar, leste do Brasil, a fim de compará-la com a área de rochas granulíticas que ocorre na África ocidental (Congo e Angola), vem sendo executado amplo programa de pesquisa, fruto de cooperação entre o Musée Royal de l'Afrique Centrale, de Tervuren (Bélgica), e o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidades de São Paulo.

A região mencionada, cobrindo o Estado do Rio de Janeiro, a parte leste do Estado de Minas Gerais, e a parte sul do Estado do Espírito Santo, foi estudada por Rosier (1957, 1965) e Ebert (1957) que, em trabalhos geológicos de reconhecimento, procuraram caracterizar as principais unidades mapeáveis. Os autores mencionados puderam distinguir, na complexa área formada em grande parte por rochas metamórficas de grau médio e elevado, diversas unidades, ou complexos estruturais, que foram caracterizados litològicamente. Para efeito de discussão dos dados petrológicos e geocronológicos obtidos na presente pesquisa, serão conservadas denominações propostas pelos mencionados autores, tais como, «Série Paraíba-Desengano», «Série Juiz de Fora», ou «Série da Serra dos Órgãos», mas com sentido apenas geográfico, sem implicações estratigráficas ou estruturais.

Em seus trabalhos, Rosier (1957 e 1965), sem contar com dados geocronológicos, atribuiu a «Série Paraíba-Desengano» à orogênese assíntica, e a «Série da Serra dos Órgãos» a material antigo anti-assíntico, mais ou menos remobilizado durante aquela orogênese. Ebert (1957) externou a mesma opinião que Rosier a respeito da «Série Paraíba», e considerou a «Série Juiz de Fora» como contemporânea, formada no mesmo ciclo orogênico; distinguiu ainda um substrato, que considerou «Arqueano». Além destas unidades básicas, foram assinalados em tôda a área, mas especialmente na região da Serra dos Órgãos, maciços graníticos e rochas pegmatíticas, considerados postectônicos da orogênese assíntica.

Durante 1966, três dos presentes autores (U. G. Cordani, J. Delhal e C. B. Gomes) realizaram diversas expedições de campo na área escolhida, tomando como base os mapas geológicos de Rosier e de Ebert. Nesta ocasião, além da realização de estudos estruturais, foram selecionadas cêrca de 200 amostras adequadas para determinações geocronológicas. As evidências de campo, aliadas a estudo petrográficos posteriores, durante 1967, levaram a hipótese de trabalho diferente das aventadas anteriormente por Rosier e Ebert: As Séries «Paraíba» e «Juiz de Fora» seriam constituídas por material antigo, marcado por intenso metamorfismo, em grande parte catazonal. Posteriormente, teriam sido afetadas por importante evento tectônico, do qual a

(1) Departamento de Petrologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

(2) Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Bélgica.

(3) Laboratoire de Miner. et de Petrol., Univ. Libre de Bruxelles, Bélgica.

«Série da Serra dos Órgãos» representaria a porção granitizada associada. Não haveria divergência de idéias com relação às rochas postectônicas.

As idades radiométricas obtidas até o momento confirmam essa última hipótese de trabalho. O objetivo da presente nota é expor e comentar resumidamente os resultados obtidos através de três métodos geocronológicos (K-Ar, Rb-Sr e U-Pb), que, em conjunto, já permitem uma interpretação preliminar da história geológica regional. Torna-se necessário frisar, no entanto, que se trata de dados ainda incompletos. Tratamento mais extenso dos diversos pontos que serão aqui abordados, além dos dados analíticos completos, serão divulgados em publicações ulteriores.

Os trabalhos do Centro de Pesquisas Geocronológicas são amparados normalmente pelo Conselho Nacional de Pesquisas. A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo concedeu auxílio especial para esta pesquisa.

DADOS PETROGRÁFICOS

Em geral, as rochas predominantemente gnáissicas das Séries «Paraíba» e «Juiz de Fora» possuem estrutura fitada regular. Sua heterogeneidade litológica permite considerá-las, como já o fizeram Rosier e Ebert, como originárias de sedimentos de antigo geossinclinal, que sofreram intenso metamorfismo de grau elevado, catazonal ou mesozonal profundo. Nessas rochas podem ser reconhecidas as paragêneses clássicas das fácies granulito típica, e granulito com hornblenda. Como variedades petrográficas comuns, podem ser citados granulitos diversos, rochas de caráter charnockítico e, mais localmente, mármores com forsterita, quartzitos cristalinos e metabasitos. São encontradas também, em íntima associação com os tipos acima mencionados, rochas gnáissicas diversas, que podem ser atribuídas à fácies anfibolito clássica.

Tôdas essas variedades foram submetidas, em época posterior à do metamorfismo, a um estágio de tectonismo intenso, que produziu forte deformação paralela ao bandeamento. Em decorrência dêsse fato aparecem texturas fortemente estiradas, com quartzo achatado ou lenticular, que se tornam amigdalóides nos casos mais pronunciados. Contudo, no tocante à composição mineralógica, não se produziram modificações sensíveis. Resumindo, as rochas das Séries «Paraíba» e «Juiz de Fora» mantiveram sua heterogeneidade original sedimentar, durante a sua evolução em direção à fácies granulito, e apresentaram grande resistência a transformações posteriores, o que pode ser atribuído, em grande parte, a composições particularmente pobres em água.

As rochas da «Série da Serra dos Órgãos» são gnaisses granitóides freqüentemente migmatíticos. Ocasionalmente, podem ser encontradas variedades fitadas que lembram as do tipo «Paraíba», mas a estrutura geral é a de gnaisses clássicos, resultantes de processos palingenéticos em nível de fácies anfibolito. As texturas revelam comumente um único estágio de cristalização orientada. Tentativamente, essas rochas foram consideradas como gnaisses sintectônicos, de caráter anatexítico, formadas durante o evento tectônico regional mais nôvo, responsável alhures pela fase de intensa deformação nas rochas da «Série Paraíba».

Os granitos postectônicos são em geral intrusivos nas rochas da «Série da Serra dos Órgãos». São nìtidamente comparáveis a estas últimas, na mineralogia, sendo porém mais homogêneos e não-orientados. Aparentemente foram formados durante a última fase do ciclo orogenético mais nôvo, e cristalizaram-se após o término dos movimentos tectônicos.

DADOS GEOCRONOLÓGICOS E DISCUSSÃO

Até o momento, 42 determinações foram obtidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas, por U. G. Cordani, pelo método potássio-argônio. No «Centre belge de Geochronologie», D. Dedent e P. Pasteels já obtiveram 11 resultados pelo método rubídio-estrôncio em rocha total, 5 pelo mesmo método em minerais separados, e 6 pelo método urânio-chumbo em zircões. Pormenores sôbre as técnicas analíticas utilizadas, as constantes empregadas, e a precisão dos métodos podem ser encontradas em Amaral **et al.** (1966), e em Deutsch **et al.** (1965).

Três amostras da «Série Paraíba», duas delas da área de Três Rios, RJ. e a terceira das proximidades de Carangola, MG, apresentaram idades concordantes, tanto pelo método U-Pb em zircão, como pelo método Rb-Sr

em rocha total. Os resultados foram da ordem de 2000 milhões de anos, o que permite deduzir que tais rochas foram formadas com tôda probabilidade durante o Ciclo orogenético Trans-Amazônico, que afetou em grande escala o continente sulamericano (Hurley **et al.**, 1967). Cumpre assinalar que os dados obtidos pelo método K-Ar, em rochas associadas, apresentaram idades substancialmente mais novas, da ordem de 500-600 m.a., com exceção de alguns resultados pouco mais antigos, até cêrca de 1.200 m.a. Tais idades de 500-600 m.a., obtidas em rochas com idade primária da ordem de 2000 m.a., significariam provàvelmente o rejuvenescimento regional ocorrido em face de importante evento tectônico. Esta interpretação adapta-se perfeitamente aos dados provenientes do estudo petrográfico. As idades K-Ar intermediárias entre os valores de 2000 e de 600 m.a., obtidas em materiais de boa retentividade (anfibólios ou plagioclásios), representariam perda apenas parcial de argônio durante os eventos do fim do pré-cambriano. Tais resultados foram evidenciados por rochas das localidades de Santo Antônio de Pádua (MG.), de Tombos (MG), de Paula Lima (MG), e de São Bento do Sapucaí (MG).

Quatro rochas pertencentes à «Série da Serra dos Órgãos», duas delas coletadas nas proximidades de Areal (RJ), e as outras entre Nova Friburgo e Bom Jardim (RJ), evidenciaram idades Rb-Sr em rocha total da ordem de 600 m.a., dado que foi confirmado pelo método U-Pb em zircão de uma dessas amostras. Nessas rochas, ou em rochas associadas, as determinações K-Ar apresentaram resultados que se agruparam sistemàticamente nas proximidades de 450-500 m.a.

Idades radiométricas de cêrca de 500-600 m.a., do fim do pré-cambriano, são características dos eventos associados ao Ciclo orogenético Baikaliano, ou Assíntico, o qual afetou, em todo o globo, os geossinclínios Rifeanos. Na América do Sul, os cinturões orogenéticos desta idade estão sendo agrupados no «Ciclo orogenético Brasiliano», assim denominado pelos responsáveis pela elaboração da carta tectônica dêste continente.

As rochas graníticas postectônicas já foram objeto de trabalhó geocronológico anterior (Ledent e Pasteels, 1968). Diversas análises pelo método Rb-Sr em rocha total e em minerais separados, duas determinações U-Pb em zircão, e algumas determinações K-Ar permitiram estabelecer dentro de razoáveis limites (540 ± 60 m.a.) a época da formação dessas rochas. Aqui também, as análises K-Ar em minerais, bem como a determinação Rb-Sr em uma biotita, forneceram idades aparentes cêrca de 100 m.a. mais novas. Determinações isoladas em micas de alguns pegmatitos, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, apontaram resultados próximos de 450 m.a., confirmando alguns dados anteriores obtidos por Dirac e Ebert (1967).

Verifica-se que os dados geocronológicos obtidos até aqui confirmam plenamente as hipóteses de trabalho formuladas pelos presentes autores, após os trabalhos de campo e o exame petrográfico. Assim, os metassedimentos que constituem as «Séries Paraíba» e «Juiz de Fora» poderiam representar material antigo, formado originalmente há 2000 m.a., e retrabalhado durante o ciclo orogenético Brasiliano. Os gnaisses granitóides da «Série da Serra dos Órgãos» representariam a granitização sintectônica dêste último ciclo, enquanto que a fase postectônica estaria caracterizada pelos granitos homogêneos e intrusivos.

Durante a elaboração desta nota, foram e estão sendo obtidos resultados adicionais; todos até aqui confirmam o padrão geocronológico expôsto. Em trabalho que está sendo preparado, o «Centre belge de Géochronologie» deverá publicar os resultados completos dos cálculos das linhas isócronas (Rb-Sr) e dos diagramas Concordia (U-Pb). Nessa ocasião serão incluídos alguns dados relativos aos gnaisses da região de Cabo Frio, e a alguns gnaisses granitóides da «Série Paraíba-Desengano», que, a julgar dos cálculos preliminares, irão fornecer idades assínticas.

Embora parciais, os resultados aqui expostos já se mostram bastante significativos do ponto de vista interpretativo. Além disso, são especialmente ilustrativos para demonstrar as dificuldades apresentadas pelos estudos geocronológicos em terrenos estruturalmente complexos, e a necessidade de se contar com diversos métodos de análise, para chegar-se a interpretações geológicas integradas.

REFERÊNCIAS

AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J. H. (1966) — Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil — Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 30, pp. 159-189.

CORDANI, U. G.; MELCHER, G. C. e ALMEIDA, F. F. M. de (1968) — Outline of the Precambrian geochronology of South America — Can. Journ. of Earth Sciences, v. 5, pp. 629-632.

DEUTSCH, S.; LEDENT, D. e PASTEELS, P. (1965) — Datation par les méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de Géochronologie du Service de Géologie et de Géochimie nucléaires, Université Libre de Bruxelles.

DIRAC, F. M. e EBERT, H. (1967) — Isotopic ages from the pegmatite province of Eastern Brazil — Nature, 215, pp. 948-949.

EBERT, H. (1957) — Beitrag zur gliederung des Präkambriums in Minas Gerais — Geol. Runch., v. 45, p. 3.

HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M. de; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON JR., W. H. e FAIRBARN, H. W. (1967) — Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages-Science, v. 157, nº 3.788, pp. 495-500.

LEDENT, D. e PASTEELS, P. (1968) — Déterminations de l'âge des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil — Ann. Soc. Geol. Belg., 91, pp. 305-309.

ROSIER, G. F. (1957 — A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro) — Bol. Depto. Nac. Prod. Min., nº 166.

ROSIER, G. F. (1965) — Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais — Bol. Depto. Nac. Prod. Min., nº 222.

THE CONSERVATION OF **PUMSTEADIA** RIGBY 1963 OVER **CISTELLA** PLUMSTEAD 1958

By

J. F. RIGBY

Departamento de Geologia e Paleontologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo

Plumstead (1958) proposed the name **Cistella** for a genus of glossopterid fructifications, apparently being unaware that the name was preoccupied. It had been used twice previously:

Cistella Blume 1825 (Orchidaceae), and
Cistella Quélet 1886 (Hyaloscyphaceae).

Cash and Stevenson (1961) proposed to conserve **Cistella** Quélet 1886 over **Cistella** Blume 1825.

Wesley (1963) drew attention to the preoccupation of **Cistella**, hence **Cistella** Plumstead (1958) was invalid, but suggested no remedial action.

Rigby (1963) proposed the genus **Plumsteadia** for a glossopterid fructification that has since been considered synonomous with **Cistella** Plumstead 1958 by White (1964).

White's conclusion is accepted, but as **Cistella** is preoccupied, it is necessary to place all species included in **Cistella** Plumstead into some other genus. It is logical to place these species in **Plumsteadia** as this name has been used already for these fructifications. This would result in the following changes in nomenclature.

Plumsteadia stricta (Plumstead) comb. nov.

1958. **Cistella stricta** Plumstead: 65-67; Pl. XVIII-XX.

1967. **Cistella stricta** Plumstead, in Townrow: 459; fig. 3D.

Plumsteadia waltonii (Plumstead) comb. nov.

1958. **Cistella waltonii** Plumstead: 61; Pl. XXI, figs. 1, 1[a].

Plumsteadia microsacca Rigby.

1963. **Plumsteadia microsacca Rigby:** 344-345; Pl. XI, fig. 5.

Plumsteadia bowenensis (White) comb. nov.

1964. **Cistella bowenensis** White: 394-395; Pl. XXIV, fig. 11.

Plumsteadia ampla (White) comb. nov.

1964. **Cistella ampla** White: 395-396; Pl. XXIV, fig. 13.

Plumsteadia indica (Maheshwari) comb. nov.

1965. **Cistella ampla** Maheshwari: 144-145; Pl. 1 ,fig. 1.

REFERENCES

CASH, EDITH K. and STEVENSON, J. A., 1961. *Proposal to conserve the generic name* Cistella *Quélet* (*Hyaloscyphaceae*) *against* Cistella *Blume* (*Orchidaceae*). Taxon 10: 244.

MAHESHWARI, H. K., 1965. *Studies in the Glossopteris flora of India-23. Fructifications from the Raniganj Stage of the Raniganj Coalfield, Bengal.* Palaeobotanist 13 (2): 144-147.

PLUMSTEAD, EDNA P., 1958. *Further fructifications of the Glossopteridae and a provisional classification based on them.* Trans. Geol. Soc. S. Afr. 61: 51-76.

RIGBY, J. F., 1963. *On a collection of plants of Permian age from Baralaba, Queensland.* Proc. Linn. Soc. N. S. Wales 87 (3): 341-351.

TOWNROW, J. A., 1967. *Fossil plants from Allan and Carapace Nunataks, and from the Upper Mill and Shackleton Glaciers, Antarctica.* N. Z. J. Geol. Geophys. 10 (2): 456-473.

WESLEY, A., 1963. *The status of some fossil plants.* Advance. Bot. Res. 1:1-72.

WHITE, MARY E., 1964. *Reproductive structures in Australian Upper Permian Glossopteridae.* Proc. Linn. Soc. N. S. Wales. 88 (3): 386-391.

INFORMAÇÕES PARA OS AUTORES

I — Generalidades

Artigos científicos sôbre geologia, no seu sentido mais amplo, podem ser submetidos para publicação no Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. Serão apreciados por um Corpo Editorial especialmente constituído, tendo em vista a forma, originalidade científica, e importância geológica. A decisão final sôbre a aceitação é de competência do Diretor de Publicações. Duas categorias de trabalhos serão consideradas: **Artigos** e **Notas.**

Os artigos deverão ser o mais concisos possível. Sòmente em casos muito especiais, dada a extrema importância e oportunidade do assunto ventilado, serão aceitos manuscritos com número de páginas superior ao limite (veja itemII-4). O estilo deverá ser claro. Descrições de técnicas empregadas poderão ser incluídas apenas quando estas forem inéditas.

As notas deverão ser trabalhos curtos, comentários críticos, pormenores sôbre técnicas ou instrumentos novos. Serão considerados pertencentes a esta categoria trabalhos com menos de quatro páginas impressas.

Devido a seu custo elevado, os autores devem planejar ilustrações sòmente quando indispensáveis para a clareza do trabalho. Tabelas deverão ser preparadas com extremo cuidado para evitar dificuldades de entendimento na composição. Elas devem substituir o texto e não duplicá-lo.

O texto deve ser encaminhado completa e definitivamente revisto. Os autores **não** receberão cópias para revisão, e ao Corpo Editorial caberá apenas a responsabilidade pela correção de erros evidentes, de caráter secundário. As provas de impressão serão confrontadas diretamente com o manuscrito

Serão fornecidas aos autores, gratùitamente, 50 separatas de cada trabalho. Se os autores desejarem quantidades adicionais deverão informar por ocasião da aceitação do manuscrito para publicação. Os exemplares adicionais serão cobrados de acôrdo com a tabela em vigor no momento.

Trabalhos aceitos para publicação no Boletim da S. B. G. não devem ser submetidos alhures para publicação, a não ser com o prévio consentimento do Diretor de Publicações.

II — Elaboração dos Manuscritos

1 — Os originais dos artigos ou notas deverão ser escritos preferencialmente em português ou inglês. Os artigos escritos em português deverão trazer obrigatòriamente resumos em inglês, e vice-versa. Os escritos em outras línguas deverão trazer resumos em português e inglês.

2 — O original deverá ser datilografado em espaço duplo, em fôlhas escritas num só lado, de papel opaco, tamanho ofício, mantendo-se afastamento conveniente das margens.

3 — O original e uma cópia completa do texto e das ilustrações, em reprodução clara (cópia direta em papel carbono, ou em xerox) devem ser submetidas à SBG. O autor deve conservar em seu poder pelo menos uma cópia adicional.

4 — Os manuscritos não deverão ultrapassar o limite de 30 fôlhas datilografadas, incluindo resumos, ilustrações, tabelas, lista de referências bibliográficas, apêndices, etc. Artigos longos devem ser acompanhados de índice.

5 — Considera-se dois tipos de ilustrações: **figuras e pranchas.** Figuras são ilustrações em branco e prêto, em papel vegetal. As pranchas incluem tôdas as fotografias. Tôdas devem acompanhar o original, montadas em fôlhas separadas, e devem ser enviadas sem dobras.

6 — As figuras que acompanham o original, elaboradas em tinta «nanquim», devem estar prontas para confecção de clichés. As reproduções podem ser fotocópias, xerografias e outras.

7 — Para as figuras não devem ser usadas côres, nem tonalidades intermediárias entre branco e prêto. Seu tamanho deve ser planejado para disposição em página com dimensões 14 x 21 cm (7 cm de largura de coluna). Encartes só serão efetuados quando indispensáveis.

8 — Fotografias ou microfotografias devem ser nítidas, e reproduzidas em papel brilhante. Seu tamanho também deve observar o mencionado no item anterior. Recomenda-se aos autores de artigos sôbre paleontologia que obedeçam à convenção para iluminação dos espécimens fotografados (luz vinda do canto superior esquerdo). As fotografias poderão ser reunidas numa única prancha. Neste caso pede-se aos autores que as arranjem segundo disposição adequada, em cartão duro de 14 x 21 cm. As escalas sob forma numérica deverão constar das legendas.

9 — Os letreiros e os símbolos nas ilustrações devem ser colocados com letras em tamanho adequado, prevendo as eventuais reduções. Todos os símbolos empregados devem ser explicados. Escalas gráficas devem ser colocadas em mapas e microfotos, em lugar de escalas numéricas. As legendas explicativas devem ser enviadas em fôlha separada, acompanhando as ilustrações.

10 — As referências, no texto, devem ser dadas mencionando o(s) sobrenome(s) do(s) autor(es) e o ano da publicação. A lista completa de referências deve constar no fim do trabalho, em ordem alfabética, incluindo o título completo, a abreviação padronizada da revista, o ano, o volume, o número, e os números das páginas.

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
558.105SOC C001
BOLETIM SAO PAULO
17 NO.1 1968
3 0112 027000667